

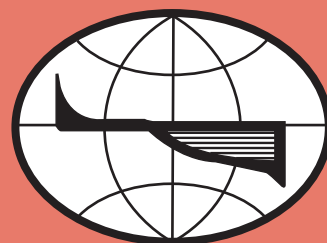
ISSN 2949-1789

Том 54, Номер 4

Октябрь - Декабрь 2023



# ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)



# GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)

Vol. 54 No. 4 October–December 2023

FOUNDED 1970

QUARTERLY

## Editor-in-Chief

**A.V. Panin**

Corresponding Member RAS, Dr.Sc. (Geography)  
Institute of Geography RAS, Moscow

## Deputy Editors-in-Chief

**O.K. Borisova** – Dr.Sc. (Geography),  
**A.N. Makkaveyev** – Ph.D. (Geography)  
Institute of Geography RAS, Moscow

## Assistant Editor

**E.V. Lebedeva**  
Ph.D. (Geography)  
Institute of Geography RAS, Moscow

## Editorial board:

**A.V. Borodin** – Dr.Sc. (Biology),  
Institute of Plant and Animal Ecology UB RAS,  
Yekaterinburg  
**S.A. Bulanov** – Dr.Sc. (Geography),  
Institute of Geography RAS, Moscow  
**S.R. Verkulich** – Dr.Sc. (Geography), Arctic  
and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg  
**A.S. Viktorov** – Dr.Sc. (Geography),  
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS,  
Moscow  
**V.N. Golosov** – Dr.Sc. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow  
**L.A. Zhindarev** – Dr.Sc. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow  
**N.V. Karpukhina** – Ph.D. (Geography),  
Institute of Geography RAS, Moscow  
**A.V. Kislov** – Dr.Sc. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow  
**I.O. Leont'yev** – Dr.Sc. (Geography),  
Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow  
**A.O. Mazarovich** – Dr.Sc. (Geology), GIN RAS,  
Moscow  
**G.G. Matishov** – Full Member RAS,  
Dr.Sc. (Geography), Federal Research Centre  
The Southern Scientific Centre RAS,  
Rostov-on-Don  
**D.L. Nikitina** – professor, West Chester University,  
Pennsylvania, USA  
**I.S. Novikov** – Dr.Sc. (Geology), Institute of Geology  
and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk  
**C.D. Ollier** – professor, University of Western  
Australia, Perth, Australia  
**N.G. Razzhigaeva** – Dr.Sc. (Geography),  
Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok

**Yu.V. Ryzhov** – Dr.Sc. (Geography), Institute of the  
Earth's crust Siberian Branch RAS;  
Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk  
**A.B. Savinetsky** – Dr.Sc. (Biology), Severtsov Institute  
of Ecology and Evolution RAS, Moscow  
**S.N. Sedov** – professor, National  
Autonomous University of Mexico, Mexico City,  
Mexico  
**O. Slaymaker** – professor, University  
of British Columbia, Vancouver, Canada  
**O.N. Solomina** – Corresponding Member RAS,  
Dr.Sc. (Geography),  
Institute of Geography RAS, Moscow  
**V.G. Trifonov** – Dr.Sc. (Geology), Geological Institute  
RAS, Moscow  
**V.E. Tumskey** – Dr.Sc. (Geology), Melnikov Permafrost  
Institute Siberian Branch RAS, Yakutsk  
**D. Walling** – professor, University of Exeter, Exeter,  
Great Britain  
**A.P. Fedotov** – Dr.Sc. (Geology), Limnological Institute  
Siberian Branch RAS, Irkutsk  
**S.V. Kharchenko** – Ph.D. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow  
**R.S. Chalov** – Dr.Sc. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow  
**S.V. Shvarev** – Ph.D. (Technical),  
Institute of Geography RAS; Schmidt Institute  
of Physics of the Earth of the RAS, Moscow  
**L.S. Shumilovskikh** – Ph.D. (Geography), Georg-August-  
University Göttingen, Göttingen, Germany  
**T.A. Yanina** – Dr.Sc. (Geography),  
Lomonosov Moscow State University, Moscow

*Founders:* Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Russian Academy of Sciences

*The Editorial Staff:*

E.A. Karaseva – head of Editorial office (manager editor)

*The Editorial Board Address:* Staromonetny Lane, 29,  
Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia

*Phone:* 8 (499) 238-03-60

*E-mail:* geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215

ISSN 2949-1789 (Print)

ISSN 2949-1797 (Online)



# СОДЕРЖАНИЕ

Том 54, номер 4, 2023

## СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ: ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

Палеолимнологические исследования в России: от Калининграда до Камчатки <i>Д. А. Субетто, А. П. Федотов, Н. Г. Разжигаева</i>	3
Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоемов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова <i>Н. Е. Зарецкая, А. В. Лудикова, Д. Д. Кузнецов, Н. Н. Луговой, О. Н. Успенская, П. Д. Фролов</i>	7
Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных <i>А. О. Аксенов, А. Е. Рыбалко, М. А. Наumenко, М. Ю. Токарев, Д. А. Субетто</i>	26
Формирование крупнейших озер северо-запада России по восточной периферии Балтийского кристаллического щита <i>А. Е. Рыбалко, Д. А. Субетто, Н. А. Белкина, В. Д. Страховенко, А. О. Аксенов, П. Ю. Беляев, М. Ю. Токарев, Л. А. Савельева, М. С. Потахин, А. В. Орлов, С. Р. Корост, Ю. А. Кублицкий, А. С. Локтев</i>	40
Создание опорной трансекты на основе данных георадиолокации для водно-болотных угодий юго-восточной части Прионежской низменности <i>П. А. Рязанцев, П. А. Игнашов</i>	57
Особенности процесса изоляции озера Витальевского (остров Валаам) и динамика растительности в связи с изменением уровня Ладожского озера в позднем голоцене <i>Т. В. Сапелко, Т. Ю. Газизова, А. Д. Моисеенко, А. В. Лудикова, Д. Д. Кузнецов, А. Г. Русанов</i>	72
Sediment record of the earliest stage of the evolution of Lake Kanozero (SW Kola Peninsula): new data for regional deglaciation reconstructions and relative sea-level studies <i>A. V. Ludikova, T. V. Sapelko, D. D. Kuznetsov, and K. A. Shikhirina</i>	90
Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) <i>Т. Ю. Репкина, Ю. А. Кублицкий, П. А. Леонтьев, А. Л. Гуринов, Е. А. Вахрамеева, Г. Н. Лосюк, О. С. Шилова, Н. Н. Луговой</i>	105
Сообщества Cladocera озера Аркто-Пимберто (Ненецкий АО) в среднем и позднем голоцене <i>Н. М. Нигматуллин, Л. А. Фролова</i>	131
Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область) <i>К. Г. Филиппова, Е. А. Константинов, А. Л. Захаров, Н. В. Кузьменкова, А. А. Медведев, М. Г. Мельников</i>	145
Трансформация растительных сообществ на рубеже плейстоцена и голоцена в Ростовской низине (Ярославская область) <i>А. В. Самусь, Е. А. Константинов, О. К. Борисова, Л. И. Лазукова</i>	163
Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово <i>Г. Р. Нигаматзянова, Л. А. Фролова, Н. М. Нигматуллин, А. Р. Юсупова, Д. К. Нургалиев</i>	179
Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений <i>Э. А. Валиева, Л. А. Фролова, О. В. Палагушкина, Н. М. Нигматуллин, Г. Р. Нигаматзянова, Д. К. Нургалиев</i>	195
Минеральный состав и условия формирования донных отложений малых озер плато Укок (Горный Алтай) <i>В. Д. Страховенко, Г. И. Малов, Е. А. Овдина, В. И. Малов</i>	207
Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (the Kamchatka Peninsula, Ne Pacific) during the last 30 ka <i>E. A. Zelenin, A. L. Gurinov, A. L. Zakharov, V. V. Ponomareva, and S. T. Garipova</i>	226

# CONTENTS

Vol. 54, No. 4, 2023

## SPECIAL ISSUE PALEOLIMNOLOGICAL STUDIES IN RUSSIA: FROM KALININGRAD TO KAMCHATKA

Paleolimnological studies in Russia: from Kaliningrad to Kamchatka <i>D. A. Subetto, A. P. Fedotov, and N. G. Raszhigaeva</i>	3
Late glacial palaeoenvironment and development of proglacial lakes on the northern coast of the Sambian (Kaliningrad) Peninsula <i>N. E. Zaretskaya, A. V. Ludikova, D. D. Kuznetsov, N. N. Lugovoy, O. N. Uspenskaya, and P. D. Frolov</i>	7
Relief structure of the Lake Ladoga bottom based on seismic-acoustic and bathymetric data <i>A. O. Aksenov, A. E. Rybalko, M. A. Naumenko, M. Yu. Tokarev, and D. A. Subetto</i>	26
Formation of the largest lakes in the North-Eastern Europe at the eastern periphery of the Baltic Crystalline Shield <i>A. E. Rybalko, D. A. Subetto, N. A. Belkina, V. D. Strakhovenko, A. O. Aksenov, P. Yu. Belyaev, M. Yu. Tokarev, L. A. Savelyeva, M. S. Potakhin, A. V. Orlov, S. R. Korost, Yu. A. Kublitsky, and A. S. Loktev</i>	40
Development of a reference transect based on GPR data for wetlands in the southeastern part of the Onega Lowland <i>P. A. Ryazantsev and P. A. Ignashov</i>	57
Lake Vitalievskoye (Valaam Island) isolation process and vegetation dynamics due to changes in the level of the Lake Ladoga during the Late Holocene <i>T. V. Sapelko, T. Yu. Gazizova, A. D. Moiseenko, A. V. Ludikova, D. D. Kuznetsov, and A. G. Rusanov</i>	72
Sediment record of the earliest stage of the evolution of Lake Kanozero (SW Kola Peninsula): new data for regional deglaciation reconstructions and relative sea-level studies <i>A. V. Ludikova, T. V. Sapelko, D. D. Kuznetsov, and K. A. Shikhirina</i>	90
Relative sea-level change of the White Sea in the Late Glacial and Holocene: case study of the Srednyaya Tret' Lake, eastern coast of the Gorlo Strait <i>T. Yu. Repkina, Yu. A. Kublitskiy, P. A. Leontiev, A. L. Gurinov, E. A. Vakhrameeva, G. N. Losyuk, O. S. Shilova, and N. N. Lugovoy</i>	105
Cladocera communities of Lake Arcto-Pimberto (Nenets Autonomous District) in the Middle and Late Holocene <i>N. M. Nigmatullin and L. A. Frolova</i>	131
Structure and origin of the bottom relief of Lake Chukhlomskoe (Kostroma Region) <i>K. G. Filippova, E. A. Konstantinov, A. L. Zakharov, N. V. Kuzmenkova, A. A. Medvedev, and M. G. Melnikov</i>	145
Transformation of plant communities at the turn of the Pleistocene and Holocene in the Rostov Lowland (Yaroslavl Region) <i>A. V. Samus, E. A. Konstantinov, O. K. Borisova, and L. I. Lazukova</i>	163
Vegetation and climate changes in the Southern Urals in the Late Glacial and Holocene derived from pollen record of Lake Bolshoe Miassovo <i>G. R. Nigmatzyanova, L. A. Frolova, N. M. Nigmatullin, A. R. Yusupova, and D. K. Nurgaliev</i>	179
Late Glacial and Holocene history of Lake Bolshoe Miassovo (Southern Urals) based on diatom analysis of bottom sediments <i>E. A. Valieva, L. A. Frolova, O. V. Palagushkina, N. M. Nigmatullin, G. R. Nigmatzyanova, and D. K. Nurgaliev</i>	195
Mineral composition and formation conditions of bottom sediments of the small lakes of the Ukok Plateau (Altai) <i>V. D. Strakhovenko, G. I. Malov, E. A. Ovdina, and V. I. Malov</i>	207
Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (the Kamchatka Peninsula, NE Pacific) during the last 30 ka <i>E. A. Zelenin, A. L. Gurinov, A. L. Zakharov, V. V. Ponomareva, and S. T. Garipova</i>	226
Contents Vol. 54, No. 1–4, 2023	238

УДК 551.8:556.55(470)

## СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ: ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ<sup>#</sup>

DOI: 10.31857/S294917892304014X, EDN: GLMNVD

Специальный выпуск “Палеолимнологические исследования в России: от Калининграда до Камчатки” представляет полученные в последние годы результаты изучения истории озер России, доложенные на V Международной конференции и школы молодых ученых “Палеолимнология Северной Евразии” (6–9 сентября 2022 г., г. Санкт-Петербург). Палеолимнологические конференции имеют в России давнюю историю. Всесоюзная конференция “История озер СССР” проводилась регулярно каждые 3 года с 1960-х вплоть до 1990-х гг. После длительного перерыва в 2014 г. в г. Петрозаводске на базе Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН была организована и успешно проведена первая международная конференция и школа молодых ученых “Палеолимнология Северной Евразии”. Основная цель этой научной площадки – создание для специалистов-палеогеографов, четвертичных геологов, географов возможностей для обмена новыми научными данными, методами и результатами своих палеолимнологических исследований, бурно развивающихся в последние десятилетия (Субетто и др., 2017).

С тех пор международные палеолимнологические конференции проводятся один раз в два года в научных и образовательных учреждениях, попеременно в европейской и азиатской частях страны. Конференции были проведены в 2016 г. в г. Якутск (II конференция организована Северо-Восточным федеральным университетом), в 2018 г. в г. Казань (III конференция, Казанский (Волжский) федеральный университет), в 2020 г. в г. Иркутске (IV конференция, Лимнологический институт Сибирского отделения РАН). Иркутская конференция была посвящена 60-летию со

дня основания в 1959 г. при Лимнологическом институте СО АН СССР первой в СССР палеолимнологической лаборатории, созданной д.г.-м.н. Г.Г. Мартинсоном (1911–1997). В связи с ковидными ограничениями конференция прошла в необычном дистанционном формате с онлайн-трансляцией докладов (<http://www.lin.irk.ru/paleo2020/ru/>). В пленарных заседаниях принимало участие более 100 человек одновременно. Более половины участников конференции – это молодые ученые. Материалы конференции (73 сообщения) были опубликованы в специальном выпуске журнала *Limnology and Freshwater Biology* (<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4>). V Международная конференция и школа молодых ученых “Палеолимнология Северной Евразии” (2022 г., г. Санкт-Петербург) была организована РГПУ им. А.И. Герцена (Санкт-Петербург) при участии Института озераведения РАН, Института лимнологии СО РАН, Института географии РАН, Санкт-Петербургского государственного университета, Северо-Восточного Федерального университета, Казанского (Приволжского) Федерального университета и Русского географического общества. В работе конференции приняли участие свыше 100 участников из России, ближнего и дальнего зарубежья. Материалы конференции в виде коротких научных сообщений были опубликованы в специальном выпуске журнала *Limnology and Freshwater Biology* (<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4>). Следующая, VI Международная палеолимнологическая конференция состоится в августе 2024 г. в г. Красноярск на базе Сибирского федерального университета.

Специальный выпуск состоит из 14 статей, в том числе две на английском языке. Они представляют результаты оригинальных научных исследований, отражающих широкий спектр палеолимнологических работ в нашей стране, включая изучение изоляционных бассейнов с целью реконструкции истории крупных морских и пресноводных бассейнов, истории Балтийского ледникового озера, Ладожского и Онежского озер, озер Неро и Чухломского, ряда озер Западной Сибири и Алтая. Представлены реконструкции древних палеобассейнов на Камчатке, палеокли-

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Субетто Д.А., Федотов А.П., Разжигаева Н.Г. (2023). Палеолимнологические исследования в России: от Калининграда до Камчатки. Специальный выпуск // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 3–6. <https://doi.org/10.31857/S294917892304014X>; <https://elibrary.ru/GLMNVD>

For citation: Subetto D.A., Fedotov A.P., Raszhigaeva N.G. (2023). Paleolimnological studies in Russia: from Kaliningrad to Kamchatka. Special issue. *Geomorfologiya i paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 3–6. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S294917892304014X>; <https://elibrary.ru/GLMNVD>

мата, растительности и палеогеографических обстановок в прошлом.

Первые пять статей номера регионально относятся к северо-западу европейской части России. Н.Е. Зарецкой и др. (2023) представлены результаты палеогеографических исследований на Самбийском п-ове (Калининградская обл.), позволившие дополнить новыми сведениями историю Балтийского ледникового озера. В статье (Аксенов и др., 2023) вводятся в научный оборот новые геоморфологические данные об особенностях строения котловины Ладожского озера. В работе А.Е. Рыбалко и др. (2023) рассмотрены вопросы образования крупнейших озер Европы — Ладожского и Онежского от момента их зарождения в позднем неоплейстоцене до настоящего времени. Приведены новые данные о возникновении и эволюции ладожской и онежской котловин. В статье П.А. Рязанцева и П.А. Игнашова (2023) представлены результаты георадиолокационных исследований в юго-восточной части Прионежья (район реки Андомы). Исследование донных отложений внутренних озер на о-ве Валаам (Ладожское озеро) позволило Т.В. Сапелко и соавт. (2023) получить новые данные о современном распространении макрофитов, их динамике в позднем голоцене, а также выполнить методическую работу по оценке макрофитов как индикаторов истории развития островных озер и Ладожского озера.

Три статьи посвящены озерам европейского севера России. В статье А.В. Лудиковой и соавт. рассмотрены результаты комплексного изучения донных отложений оз. Канозера (среднее течение р. Умбы, юго-запад Кольского п-ова) (Ludikova et al., 2023). Установлено, что оз. Канозеро представляет собой крупный изоляционный бассейн, в котором непрерывное осадконакопление происходит с аллереда. По данным диатомового анализа зафиксирован переход от солоноводно-морских к пресноводным условиям в конце аллереда — в начале позднего дриаса. Вопросы формирования прибрежных дюн в совокупности с вопросами реконструкции относительного уровня Белого моря за последние 9.5 тыс. лет в районе пролива Горло обсуждаются в статье (Репкина и др., 2023). В работе Н.М. Нигматуллина и Л.А. Фроловой (2023) проанализирован таксономический состав фауны микроорактообразных в колонках донных отложений озер на п-ове Ямал. Идентифицировано 26 таксонов субфоссильных Cladocera и выявлено, что основу их сообществ составляют голарктические и палеарктические виды. Проведено палеогеографическое и фаунистическое сравнения сообществ ветвистоусых рачков центральной и южной частей п-ова Ямал.

Новые результаты исследования озер центра Восточно-Европейской равнины изложены в работах (Филиппова и др., 2023; Самусь и др., 2023).

К.Г. Филиппова и соавт. представляют первые результаты изучения строения котловины и донных отложений Чухломского озера (Костромская область). В статье А.В. Самусь и соавт. приводятся результаты комплексного исследования озерно-болотных отложений, вскрытых бурением на поверхности аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины к западу от оз. Неро (Ярославская область). Реконструированы этапы развития растительности за последние 14 тыс. лет.

Последние четыре статьи номера посвящены палеолимнологическим исследованиям на Урале и в азиатской части страны. Представлены палеоэкологические и палеолимнологические реконструкции по данным диатомового и спорово-пыльцевого изучения кернов донных отложений озер Южного Урала (Валиева и др., 2023; Нигматзянова и др., 2023). В межгорных котловинах и на высокоподнятых плато Алтая в пределах распространения оледенения в неоплейстоцене сформировались многочисленные озера, для которых до настоящего времени почти не было данных о геохимических процессах аутигенного минералообразования в условиях нивального седиментогенеза. Эту лакуну частично закрывают результаты, представленные в статье В.Д. Страховенко и соавт. (2023). История возникновения и дренирования крупного палеоводоема в Центрально-Камчатской депрессии (п-ов Камчатка) в последнюю ледниковую эпоху представлена в работе (Zelenin et al., 2023).

*Д. А. Субетто, А. П. Федотов, Н. Г. Разжигаяева*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Науменко М.А. и др. (2023). Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 26–39. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040035>; <https://elibrary.ru/YBPSNE>
- Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В. и др. (2023). Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 195–206. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>; <https://elibrary.ru/YCGMKY>
- Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д. и др. (2023). Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоемов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 7–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>; <https://elibrary.ru/YCFCMW>
- Зеленин Е.А., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. и др. (2023). Геоморфологические процессы в Центральной

- Камчатской Депрессии (п-ов Камчатка, Северо-Западная Пацифика) в последние 30 тыс. лет // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 226–237. (на англ. яз.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>;  
<https://elibrary.ru/GLJFRD>
- Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Шихирин К.А. (2023). Осадочная летопись ранней стадии развития озера Канозера (ЮЗ часть Кольского полуострова): новые данные для реконструкций дегляциации региона и изменений уровня моря // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 90–104. (на англ. яз.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040059>;  
<https://elibrary.ru/GMLYYX>
- Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др. (2023). Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 179–194.  
<https://doi.org/10.31857/10.31857/S2949178923040060>;  
<https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Нигматуллин Н.М., Фролова Л.А. (2023). Сообщества Cladocera озера Аркто-Пимберто (Ненецкий АО) в среднем и позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 131–144.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040072>;  
<https://elibrary.ru/GUSZUZ>
- Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др. (2023). Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 105–130.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>;  
<https://elibrary.ru/HMZBFW>
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Белкина Н.А. и др. (2023). Формирование крупнейших озер северо-запада России по восточной периферии Балтийского кристаллического щита // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 40–56.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040102>;  
<https://elibrary.ru/GDUAQA>
- Рязанцев П.А., Игнашов П.А. (2023). Создание опорной трансекты на основе данных георадиолокации для водно-болотных угодий юго-восточной части Прионежской низменности // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 57–71.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040096>;  
<https://elibrary.ru/YCAWCP>
- Самусь А.В., Константинов Е.А., Борисова О.К., Лазукова Л.И. (2023). Трансформация растительных сообществ на рубеже плейстоцена и голоцена в Ростовской низине (Ярославская область) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 163–178.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040114>;  
<https://elibrary.ru/HUJZCX>
- Сапелко Т.В., Газизова Т.Ю., Моисеенко А.Д. и др. (2023). Особенности процесса изоляции озера Витальевского (остров Валаам) и динамика растительности в связи с изменением уровня Ладожского озера в позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 72–89.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040126>;  
<https://elibrary.ru/XWGHCHZ>
- Страховенко В.Д., Малов Г.И., Овдина Е.А., Малов В.И. (2023). Минеральный состав и условия формирования донных отложений малых озер плато Укок (Горный Алтай) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 207–225.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040138>;  
<https://elibrary.ru/GMDPBK>
- Субетто Д.А., Назарова Л.Б., Пестрякова Л.А. и др. (2017). Палеолимнологические исследования в российской части северной Евразии: обзор // Сибирский экологический журнал. Т. 24. № 4. С. 369–380.  
<https://doi.org/10.15372/SEJ20170401>
- Филиппова К.Г., Константинов Е.А., Захаров А.Л. и др. (2023). Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область) // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 145–162.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040047>;  
<https://elibrary.ru/HRXGEY>

## REFERENCES

- Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. et al. (2023). Relief structure of the Lake Ladoga bottom based on seismic-acoustic and bathymetric data. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 26–39. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040035>;  
<https://elibrary.ru/YBPSNE>
- Filippova K.G., Konstantinov E.A., Zakharov A.L. et al. (2023). Structure and origin of the bottom relief of Lake Chukhlomskoe (Kostroma Region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 145–162. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040047>;  
<https://elibrary.ru/HRXGEY>
- Ludikova A.V., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Shikhirina K.A. (2023). Sediment record of the earliest stage of the evolution of Lake Kanozero (SW Kola Peninsula): new data for regional deglaciation reconstructions and relative sea-level studies. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 90–104.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040059>;  
<https://elibrary.ru/GMLYYX>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2023). Vegetation and climate changes in the Southern Urals in the Late Glacial and Holocene derived from pollen record of Lake Bolshoe Miassovo. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 179–194. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/10.31857/S2949178923040060>;  
<https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Nigmatullin N.M., Frolova L.A. (2023). Cladocera communities of Lake Arcto-Pimberto (Nenets Autonomous District) in the Middle and Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 131–144. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040072>;  
<https://elibrary.ru/GUSZUZ>

- Repkina T.Yu., Kublitskiy Yu.A., Leontiev P.A. et al. (2023). Relative sea-level change of the White Sea in the Late Glacial and Holocene: case study of the Srednyaya Tret' Lake, eastern coast of the Gorlo Strait. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 105–130. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>;  
<https://elibrary.ru/HMZBFW>
- Ryazantsev P.A., Ignashov P.A. (2023). Development of a reference transect based on GPR data for wetlands in the southeastern part of the Onega Lowland. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 57–71. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040096>;  
<https://elibrary.ru/YCAWCP>
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Belkina N.A. et al. (2023). Formation of the largest lakes in the North-Eastern Europe at the eastern periphery of the Baltic Crystalline Shield. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 40–56. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040102>;  
<https://elibrary.ru/GDUAQA>
- Samus A.V., Konstantinov E.A., Borisova O.K., Lazukova L.I. (2023). Transformation of plant communities at the turn of the Pleistocene and Holocene in the Rostov Lowland (Yaroslavl Region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 163–178. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040114>;  
<https://elibrary.ru/HUJZCX>
- Sapelko T.V., Gazizova T.Yu., Moiseenko A.D. et al. (2023). Lake Vitalievskoye (Valaam Island) isolation process and vegetation dynamics due to changes in the level of the Lake Ladoga during the Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 72–89. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040126>;  
<https://elibrary.ru/XWGHCHZ>
- Strahovenko V.D., Malov G.I., Ovdina E.A., Malov V.I. (2023). Mineral composition and formation conditions of bottom sediments of the small lakes of the Ukok Plateau (Altai). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 207–225. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040138>;  
<https://elibrary.ru/GMDPBK>
- Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. (2017). Paleolimnological Studies in Russian Northern Eurasia: A Review. *Contemporary Problems of Ecology*. Vol. 10. No. 4. P. 327–335.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425517040102>
- Valieva E.A., Frolova L.A., Palagushkina O.V. et al. (2023). Late Glacial and Holocene history of Lake Bolshoe Miassovo (Southern Urals) based on diatom analysis of bottom sediments. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 195–206. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>;  
<https://elibrary.ru/YCGMKY>
- Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Kuznetsov D.D. et al. (2023). Late glacial palaeoenvironment and development of proglacial lakes on the northern coast of the Sambian (Kaliningrad) Peninsula. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 7–25. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>;  
<https://elibrary.ru/YCFCMW>
- Zelenin E.A., Gurinov A.L., Zakharov A.L. et al. (2023). Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (the Kamchatka Peninsula, NE Pacific) during the last 30 ka. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 226–237.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>;  
<https://elibrary.ru/GLJFRD>

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89:556.55→551.8:574(470.26)

ПРИРОДНЫЕ ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАЗВИТИЕ  
ПРИЛЕДНИКОВЫХ ВОДОЕМОВ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ  
САМБИЙСКОГО (КАЛИНИНГРАДСКОГО) ПОЛУОСТРОВА<sup>#</sup>

© 2023 г. Н. Е. Зарецкая<sup>1,2,\*</sup>, А. В. Лудикова<sup>3,4</sup>, Д. Д. Кузнецов<sup>3,4</sup>, Н. Н. Луговой<sup>5,6</sup>,  
О. Н. Успенская<sup>7</sup>, П. Д. Фролов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт озераведения РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>5</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

<sup>6</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

<sup>7</sup>Институт лесоведения РАН, с. Успенское, Московская область, Россия

\*E-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.04.2023 г.

После доработки 03.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

На основе комплексных исследований северного побережья Самбийского (Калининградского) п-ова, включавших геоморфологическую съемку, литостратиграфическое описание разрезов, малакологический, диатомовый и ботанический анализы, определение потерь при прокаливании (ППП) и радиоуглеродное датирование, а также съемку с использованием глобальной спутниковой навигационной системы (ГНСС) для привязки литологических границ и отобранных образцов к уровню моря и определения высотных отметок террасовых уровней, были получены новые данные о палеогеографических обстановках позднеледниковья в этом регионе и стадиях развития приледникового водоема – Балтийского ледникового озера (БЛО). Установлено, что после деградации последнего оледенения на территории побережья преобладали обстановки размыва, а в интервале 14–13 тыс. л. н. территория развивалась в субэвальной обстановке, с формированием древесно-моховых фитоценозов во время аллердского потепления. На завершающей стадии потепления здесь располагался мелководный изолированный водоем, который затем обмелел, а 12 тыс. л. н. (во время осцилляции позднего дриаса) территория была затоплена водами обширного пресноводного ультраолиготрофного водоема с высоким содержанием взвешенных тонких минеральных частиц. По-видимому, здесь возник мелководный залив Балтийского ледникового озера, отделенный от основной акватории моренной грядой высотой не менее 4–5 м. Спуск озера произошел около 11 660 л. н., после чего исследованная территория пребывала в условиях нулевой седиментации или чередования аккумуляции и размыва до позднего голоцена. Полученные результаты позволяют говорить о двух этапах затопления северного побережья Самбийского п-ова в позднеледниковое время, возможно, обусловленных трансгрессиями БЛО. Нахождение отложений БЛО в северной части побережья Самбийского п-ова на положительных абсолютных отметках позволяет предположить, что уровень позднеледникового бассейна в районе исследования мог превышать современный уровень моря.

**Ключевые слова:** юго-восточная Балтика, Алейка, переход от позднего плейстоцена к голоцену, Балтийское ледниковое озеро, палеогеографические исследования, палеоархивы, реконструкции

**DOI:** 10.31857/S2949178923040163, **EDN:** YCFCMW

## ВВЕДЕНИЕ

Позднеледниковье (переход от позднего плейстоцена к голоцену) практически на всей терри-

тории Северной Евразии является временем короткопериодных и резких изменений климата и природных обстановок, вследствие чего смена ландшафтов также происходила резко (в течение нескольких столетий) и могла носить катастрофический характер (Борисова, 2021). Кроме того, природные архивы, в которых были бы запечатлены климатические и ландшафтные изменения в позднеледниковье, и в которых их можно было бы изучить с достаточной степенью детальности,

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д. и др. (2023). Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоемов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 7–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>; <https://elibrary.ru/YCFCMW>

редки, и представлены, в основном, озерными (детальная летопись) и аллювиальными осадками.

В Балтийском регионе позднеледниковье ознаменовалось образованием последовательной серии подпрудных приледниковых озер, ассоциированных с отступающим ледником, но формировавшихся в результате гляциоизостатического поднятия порогов стока из Балтийского моря (Björck, 2008). Одним из таких озер было Балтийское ледниковое озеро (БЛО).

История изучения Балтийского ледникового озера насчитывает уже более 120 лет — впервые как феномен подпрудного приледникового озера оно было описано шведским геологом Хенриком Мюнте в 1902 г. (Jakobsson et al., 2007). Этот обширный пресноводный бассейн формировался во время деградации последнего Скандинавского оледенения за счет поступления большого количества талых вод, и в результате гляциоизостатического поднятия и блокирования стока в районе современных Датских проливов. После снятия ледниковой нагрузки и открытия проливов озеро обмелело, и в дальнейшем в котловину Балтики стали поступать морские воды.

Наряду с обширными подпрудными озерами Агассис и Мизула, БЛО является одним из самых изученных приледниковых водоемов (Jakobsson et al., 2007). Обобщающие исследования, появившиеся уже в 2000-е годы, вполне единодушны в том, что БЛО пережило две трансгрессивные фазы, последняя из которых закончилась катастрофическим спуском озера, его деградацией и установлением связи Балтики с Мировым океаном (Jakobsson et al., 2007; Björck, 2008; Andrén et al., 2011; Vassiljev, Saarse, 2013).

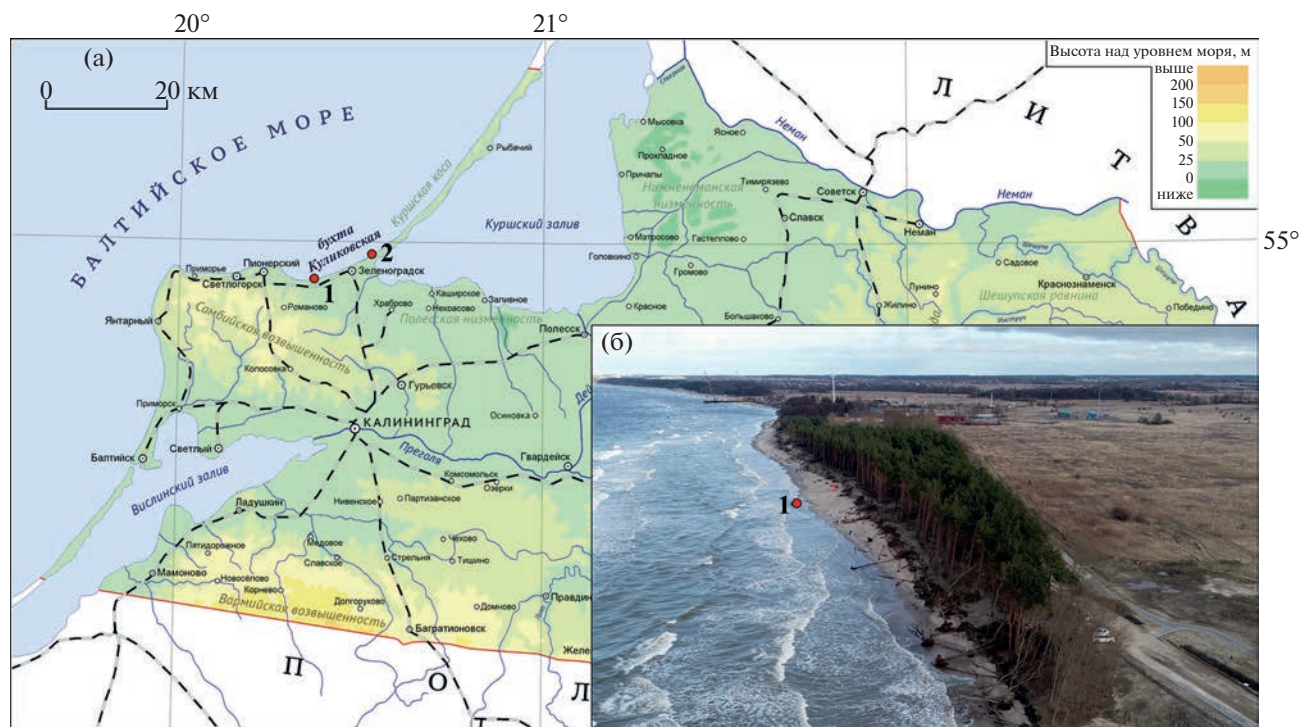
Возникновение БЛО датируется временем около 16 тыс. л. н., и на начальных стадиях бассейн озера находился примерно на современном уровне Балтийского моря (Andrén et al., 2011). Активное формирование БЛО началось в результате гляциоизостатического поднятия территории, на которой расположен пролив Эресунн (Björck, 2008), вследствие чего сток из Балтийского бассейна был блокирован, а вода продолжала поступать как в результате таяния ледника, так и со стоком рек. По оценкам исследователей, это произошло около 14 тыс. л. н., а ко времени 13 тыс. л. н. разница между уровнем моря и БЛО уже достигла 10 м (Björck, 2008; Andrén et al., 2011). Для этой фазы БЛО характерны специфические осадки — ленточные глины без органических остатков, содержащие редкие створки диатомовых водорослей (Björck, 2008).

Практически к этому же времени ледник отступил от горы Биллинген (южная Швеция) на север, и произошел первый спуск БЛО, по-видимому, через понижение, ранее занятое озерами Веттерн и Веннерн (Andrén et al., 2011), в то вре-

мя как Эресунн был еще сушей (Björck, 2008). Прямых свидетельств того, что спуск озера происходил именно тут, нет вследствие того, что они были уничтожены последующей ледниковой эрозией во время осцилляции позднего дриаса (Björck, 2008).

В результате наступившего затем резкого похолодания около 12800 кал. л. н. и ледниковой осцилляции позднего дриаса сток из БЛО к северу от г. Биллинген был снова заблокирован, и произошел резкий подъем его уровня до 25 м над у. м. (Björck, 2008; Andrén et al., 2011). В то время объем и размеры БЛО достигли своего максимума (Andrén et al., 2011). После наступившего затем потепления и окончательного ухода ледника на север пролив к северу от г. Биллинген открылся вновь, и ок. 11700–11600 л. н. в течение 1–2 лет произошел катастрофический спуск БЛО (Björck, 2008). В результате были осушены обширные территории побережья, особенно в южной Балтике (Björck, 2008).

Основной вопрос, которым задавались исследователи БЛО — это конфигурация и перемещение береговой линии в разные стадии его существования. Довольно сложную его конфигурацию реконструировал Д.Д. Квасов и соавт. (1970), не учитывая гляциоизостатическую составляющую. Реконструкции последних лет (моделирование очертаний береговой линии БЛО) проводились уже с учетом гляциоизостатического фактора, а также данных известных палеоархивов (донных осадков и отложений, вскрывающихся в береговых разрезах) и морских геофизических исследований (Uścinowicz, 2003; Jakobsson et al., 2007; Gelumbaiskaite, 2009; Andrén et al., 2011; Vassiljev, Saarse, 2013; Dorokhov et al., 2022). Все представленные реконструкции единодушны в том, что в северной Балтике береговые линии БЛО находятся сейчас выше уровня моря, а в южной — ниже, хотя оценки высот довольно разнообразны. Ни в одной из моделей нет четкой реконструкции уровня БЛО для побережья Самбийского п-ова вследствие отсутствия для этой территории фактических данных. Блажчишин и др. (1970), отмечавшие в районе Самбийского п-ова подводные террасы на глубинах —30–36 м, относили их формирование к регрессии Балтики, предшествовавшей литориновой стадии. Указывалось также, что фрагменты древнебереговых образований БЛО находятся на глубинах 30–25 и 20–18 м в пределах прибрежной подводной равнины Самбийского п-ова, и 18–14 м — на подводном береговом склоне Куршской косы (Лукошавичус, Гуделис 1974). Дорохов и соавт. (Dorokhov et al., 2022) реконструируют береговую линию БЛО к северу от мыса Таран (северо-западная оконечность Самбийского п-ова) на глубинах 38–26 м ниже современного уровня моря, но эти реконструкции базируются на морских геофизических исследова-



**Рис. 1.** Район исследований (карта Калининградской области с обозначенными объектами (а) и фотография террасы с разрезом Алеика, вид с запада (б)). 1 – разрез и скважина Алеика; 2 – разрез Нерейский.

**Fig. 1.** Study area (map of Kaliningrad region with the study sites (a) and photo of the terrace with Aleika section log, view from the West (b)). 1 – Aleika section log and borehole; 2 – Nereisky section log.

ниях и данных Uścińowicz (2003) для южной Балтики.

Таким образом, достоверных реконструкций береговой линии БЛО и палеогеографических обстановок позднеледниковья для побережья Самбийского п-ова до сих пор нет. Поэтому целью нашей работы было заполнить этот пробел в области реконструкции палеогеографических обстановок, базируясь на результатах собственных исследований в этом регионе.

### МАТЕРИАЛЫ, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы для исследования были получены во время совместной экспедиции Института географии РАН и кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ зимой 2020 г. Во время полевых работ проводилось изучение разрезов рыхлых отложений северного берега Самбийского п-ова, которые были найдены во время проведения поисковых береговых маршрутов. Полевые исследования включали литостратиграфическое описание разрезов, отбор образцов на радиоуглеродное датирование, диатомовый, ботанический и комплексный биологический анализы и оценку потерь при прокаливании (ППП), а также ГНСС-съёмку для привязки литологических границ и

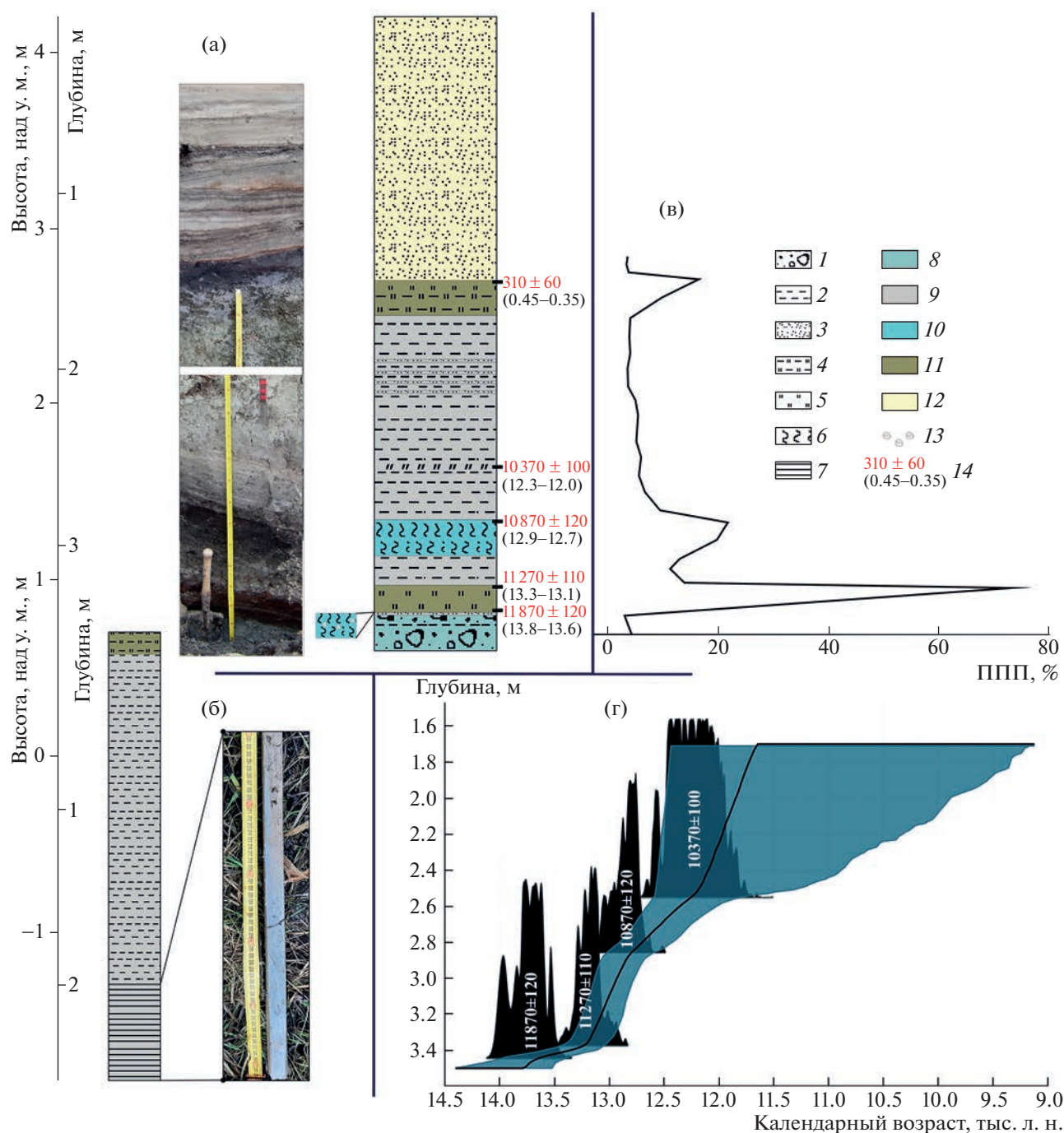
отобранных образцов к уровню моря и определения высотных отметок террасовых уровней. Ранее настолько детально подобные объекты в этом районе не изучались.

Всего были исследованы 2 разреза (Алейка и Нерейский) и одна скважина (в устье р. Алейка), расположенные на северном побережье Самбийского п-ова. Детально проанализирован разрез Алейка, расположенный в приустьевой части бассейна одноименной реки (рис. 1, 2).

Разрез Алейка ( $54.937051^\circ$  с.ш.,  $20.360373^\circ$  в.д.) расположен на активно размываемом береговом уступе Балтийского моря в 1.4 км западнее устья р. Алейки (рис. 1, (б)), в пределах ее водосборного бассейна и, по-видимому, вскрывает останец террасы; общая мощность вскрытых отложений – 3.5 м.

В 250 м выше устья реки в заболоченной долине Алейки была пробурена скважина глубиной 2.3 м ( $54.936253^\circ$  с.ш.,  $20.380754^\circ$  в.д., высота устья скважины 0.7 м над у. м.), для которой было сделано только литостратиграфическое описание.

Также в прикорневой части Куршской косы, в береговом уступе со стороны моря, нами был изучен разрез Нерейский ( $54.979429^\circ$  с.ш.,  $20.527778^\circ$  в.д.; 2 на рис. 1). Разрез расположен в одном из самых узких мест косы, где ее ширина около 0.5 км; для него выполнено литостратигра-



**Рис. 2.** Результаты исследований разреза и скважины Алейка. (а) – разрез Алейка (строение разреза с радиоуглеродными и калиброванными датами и фотография); (б) – скважина Алейка (строение разреза и фотография); (в) – график потерь при прокаливании (ППП); (г) – модель роста озерных отложений в разрезе Алейка. *Литоология:* 1 – валунный суглинок, 2 – суглинок, 3 – песок, 4 – оторфованный суглинок, 5 – торф, 6 – сапропель, 7 – глина; *генезис:* 8 – ледниковый, 9 – озерно-ледниковый, 10 – озерный, 11 – болотный, 12 – эоловый; 13 – раковины; 14 – радиоуглеродная дата (калиброванный возраст).

**Fig. 2.** Results of the study of Aleika section and borehole. (a) – Aleika section log (section structure with radiocarbon and calibrated dates, and photograph); (б) – Aleika borehole (section structure and photograph); (в) – loss-on-ignition diagram (LOI); (г) – model of lake sediment accumulation in the Aleika section. *Lithology:* 1 – diamicton, 2 – silt, 3 – sand, 4 – peaty silt, 5 – peat, 6 – gyttja, 7 – clay; *origin:* 8 – glacial, 9 – glaciolacustrine, 10 – lacustrine, 11 – palustral, 12 – aeolian; 13 – shells; 14 – radiocarbon date (calibrated age).

**Таблица 1.** Радиоуглеродные даты, полученные для северного побережья Самбийского п-ова  
**Table 1.** Radiocarbon dates obtained for the section logs at the northern coast of the Sambian Peninsula

№	Лабораторный индекс и номер	Разрез	Контекст (глубина от дневной поверхности, м)	Материал для датирования	$^{14}\text{C}$ -дата	Калиброванный возраст, л. н. ( $1\sigma/2\sigma$ )
1	ИГАН-8499	Алейка	Слой 2, подошва (3.5 м)	Торф с древесными остатками	$11870 \pm 120$	13810–13590/ 14030–13570
2	ИГАН-8500	Алейка	Слой 2, кровля (3.38 м)	Торф с древесными остатками	$11270 \pm 110$	13250–13095/ 13360–12920
3	ИГАН-8501	Алейка	Слой 4, кровля (2.86 м)	Сапропель оторфованный	$10870 \pm 120$	12920–12725/ 13080–12690
4	ИГАН-8502	Алейка	Слой 5, 0.3 м вверх от подошвы (2.56 м)	Рассеянная органика	$10370 \pm 100$	12470–12040/ 12500–11870
5	ИГАН-8503	Алейка	Слой 6, кровля (1.5 м)	Водорослевой сапропель	$310 \pm 60$	450–350/ 500–280
6	ИГАН-8611	Нерейский	Слой 2, кровля, 0 м	Торф	$9220 \pm 100$	10440–10255/ 10600–10210

фическое описание и проведены радиоуглеродное датирование и ботанический анализ образца органогенных отложений.

Для разреза Алейка применялся комплекс методов, стандартный для изучения палеоархивов природной среды.

Отбор образцов для радиоуглеродного анализа (6 образцов) проводился из расчищенных разрезов, с площадки размером  $0.5 \times 0.5$  м; таким образом, отбирался слой мощностью не более 1 см, что позволило избежать усреднения возраста для значимых промежутков времени, отобрав достаточное количество образца. Обработка и датирование образцов проводились методом жидкостной сцинтилляции в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН, по стандартной методике (Зазовская, 2016). Калибровка полученных радиоуглеродных дат проводилась в программе Calib 810 (Reimer et al., 2020). Полученные даты и калиброванный возраст представлены в табл. 1. Модель скорости роста отложений была построена в пакете Bchron (Haslett, Parnell, 2008) в среде R (R Core Team, 2021).

Ботанический и комплексный биологический анализы проводились по образцам, отобранным параллельно с образцами на радиоуглеродное датирование; таким образом, было проанализировано 6 образцов. Для определения состава высших растений усредненная проба в количестве 20–30 г промывалась на сите с диаметром ячеек 0.25 мм под струей воды. Надситовый остаток помещался в стеклянную тару и заливался 2–5% щелочью на несколько часов. Затем проба снова промывалась на сите с диаметром ячеек 0.25 мм с одновременным отмучиванием органической составляющей пробы. Освобожденный от гумусо-

вых и минеральных компонентов растительный материал просматривался под микроскопом при увеличении в 56–80 раз. Процентные соотношения между видами растений устанавливались глазомерно в зависимости от площади, занимаемой остатками вегетативных частей данного вида в поле зрения микроскопа.

Методика комплексного группового количественного биоанализа заключается в разведении  $0.5\text{--}1.0\text{ см}^3$  пробы отложений водоемов водой в соотношении 1–50 и просмотре капель взвеси под микроскопом при увеличении в 280–400 раз. Подсчитывалось не менее 500 остатков всех отделов водорослей (диатомовые, сине-зеленые, золотистые, эвгленовые, желто-зеленые, пиритовые, харовые, хлорококковые, десмидиевые, зеленые нитчатые, вольвоксовые), животных (ветвистоусые рачки (дафнии), ракушковые рачки, простейшие, насекомые), вегетативных частей высших растений, пыльцы и спор высших растений. Затем рассчитывались процентные соотношения между группами организмов. Результаты анализов представлены в табл. 2.

Пробоподготовка для диатомового анализа (28 образцов) выполнена по стандартной методике с использованием 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  для удаления органического вещества и тяжелой жидкости ( $\text{Cd}_2\text{J}+\text{KJ}$ ) для выделения створок диатомей (Давыдова, 1985). Пробы, содержащие карбонаты, были предварительно обработаны 10%-й  $\text{HCl}$ . Удаление глинистой фракции осуществлялось методом повторной декантации. Другие кремнистые микрофоссилии — цисты золотистых водорослей (хризифитов), спикеры (скелетные элементы) губок и фитолиты (кремнистые образования, формирующиеся в тканях растений), — подсчитывались параллельно со створками диа-

**Таблица 2.** Результаты ботанического и комплексного биологического анализа отложений разрезов Алейка и Нерейский в процентах от суммы всех остатков размерностью более 250 мк (в материале, промытом на сите с диаметром ячеек 0.25 мм)

**Table 2.** Results of the plant macrofossil and biological analysis of the sediments from the Aleika and Nereisky sections expressed as a percentage of the sum of all biological remains greater than 250 µm in size (in material washed on a 0.25 mm sieve)

Экология	Таксон	Разрез Алейка (глубина от дневной поверхности, м)					Разрез Нерейский, слой 2 (1.45 м)
		слой 2, подошва (3.5 м)	слой 2, кровля (3.38 м)	слой 4, кровля (2.86 м)	слой 5 (2.56 м)	слой 6, кровля (1.5 м)	
Деревья, кустарники	<i>Betula sp.</i>	20	ед.*	—	ед.	—	55
	<i>Salix sp.</i>	—	10	—	ед.	—	—
	<i>Pinus sp.</i>	—	—	—	—	—	20
Водно-болотные и болотные растения	<i>Drepanocladus sp.</i>	—	30	ед.	50	—	—
	<i>Calliergon sp.</i>	50	—	—	—	—	—
	<i>Aulacomnium sp.</i>	—	—	—	15	—	—
	<i>Camptothecium nitens Schimp.</i>	—	—	—	10	—	—
	<i>Scorpidium sp.</i>	—	—	—	5	—	—
	<i>Butomus umbellatus L.</i>	—	—	25	ед.	—	—
	<i>Scirpus sp.</i>	—	—	5	—	—	—
	<i>Carex inflata Huds.</i>	5	—	—	—	—	—
	<i>Carex sp.sp.</i>	25	40	—	20	—	—
	<i>Equisetum sp.</i>	—	—	—	ед.	—	5
	<i>Sphagnum</i>	—	—	ед.	ед.	—	—
	Остатки тканей вегетативных частей водно-болотных и болотных растений	—	—	—	—	100	—
Водные растения и животные	<i>Ceratophyllum demersum L.</i>	—	—	10	—	—	—
	<i>Potamogeton sp.</i>	—	—	35	—	—	—
	<i>Chara sp.</i>	—	—	ед.	—	—	—
	<i>Gloeotrichia J.Agardh</i>	—	—	ед.	—	—	—
	<i>Cladocera</i>	—	—	15	—	—	—
	<i>Chironomidae</i>	—	—	10	—	—	—
	<i>Spongia</i>	—	—	ед.	—	—	—
	Остатки тканей вегетативных частей травянистых высших растений	—	20	—	—	—	20

Примечание. \*ед. — единичные.

томей. Был выполнен расчет концентраций каждой из групп кремнистых микрофоссилий в 1 г сухого осадка (Давыдова, 1985).

Раковины моллюсков были получены из одного образца сапропеля, который был промыт с использованием ручного сита с размером ячеек 0.5 мм, после чего осадок был высушен, разделен на

фракции размером 0.5–0.7; 0.7–1; 1–2; 2–3; >3 мм. Из каждой фракции вручную были выбраны фаунистические остатки, мелкие фракции разбирались под биноклем. После систематического определения материал был сфотографирован: крупные раковины при помощи цифровой камеры к тринокулярному микроскопу Saike Digital,

а мелкие при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 (Палеонтологический институт РАН). Коллекция моллюсков хранится в Геологическом институте РАН, Москва, коллекция ГИН 1185.

Образцы, анализируемые на ППП, прокаливались при температуре 550°C в течение 6 ч. Всего проанализировано 28 образцов, отобранных дискретно.

Скорости отступления берега на участке разреза Алейка высчитаны на основе анализа топографических карт и аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата (БПЛА). За период с 1920 по 2020 г. (год работы на разрезе) бровка уступа отступила на 70 м, а за период 2020–2022 гг. еще на 10 м (Луговой, 2022). В результате размыва берега за последние 2 года изученный участок уступа значительно изменился, а наиболее высокие его части с более полной летописью — уничтожены.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Уступ, в котором вскрыт разрез Алейка (рис. 1, (б), 2, (а)) показывает строение террасовидной поверхности с высотами 2–4 м над у. м. В прибрежной части на террасе сформирован песчаный дюнный пояс, в значительной степени техногенно переработанный и в конце XX в. засаженный сосновой лесопосадкой, сохранившейся шириной около 50 м.

Ровная плоская террасовидная поверхность имеет слабый уклон от берега моря к долине р. Алейки. В приустьевой части днища долины была пробурена скважина (рис. 2, (б)). Днище долины — плоское, заболоченное, и на приустьевом участке имеет вид сердцевидной в плане котловины шириной более 0.5 км с высотами менее 1 м над у. м. Берег моря сечет долину под углом 45°, левый борт относительно крутой, имеет высоту около 3 м с выраженным тыловым швом, правый борт пологий без четких границ. Днище долины нарушено сетью мелиоративных каналов, на левом борту расположены нефтепровод и площадка нефтепромысла.

В подошве разреза (рис. 2, (а)) залегает сизо-темно-серый, практически неопесчаненный суглинок с редкими включениями окатанных обломков пород (слой 1, глубины 3.38–3.5 м). По кровле слоя (0.8 м над у. м.) наблюдается примесь тонкозернистого песка. На нем с резким контактом залегает коричневый торф с древесными остатками и более суглинистыми серыми прослоями (слой 2, 3.38–3.23 м). Из подошвы и кровли этого слоя были отобраны образцы на радиоуглеродное датирование, по которым получены даты  $11870 \pm 120$  (ИГАН-8499) и  $11270 \pm 110$  (ИГАН-8500) соответственно (табл. 1). Ботанический состав торфа указывает на существование древесно-мо-

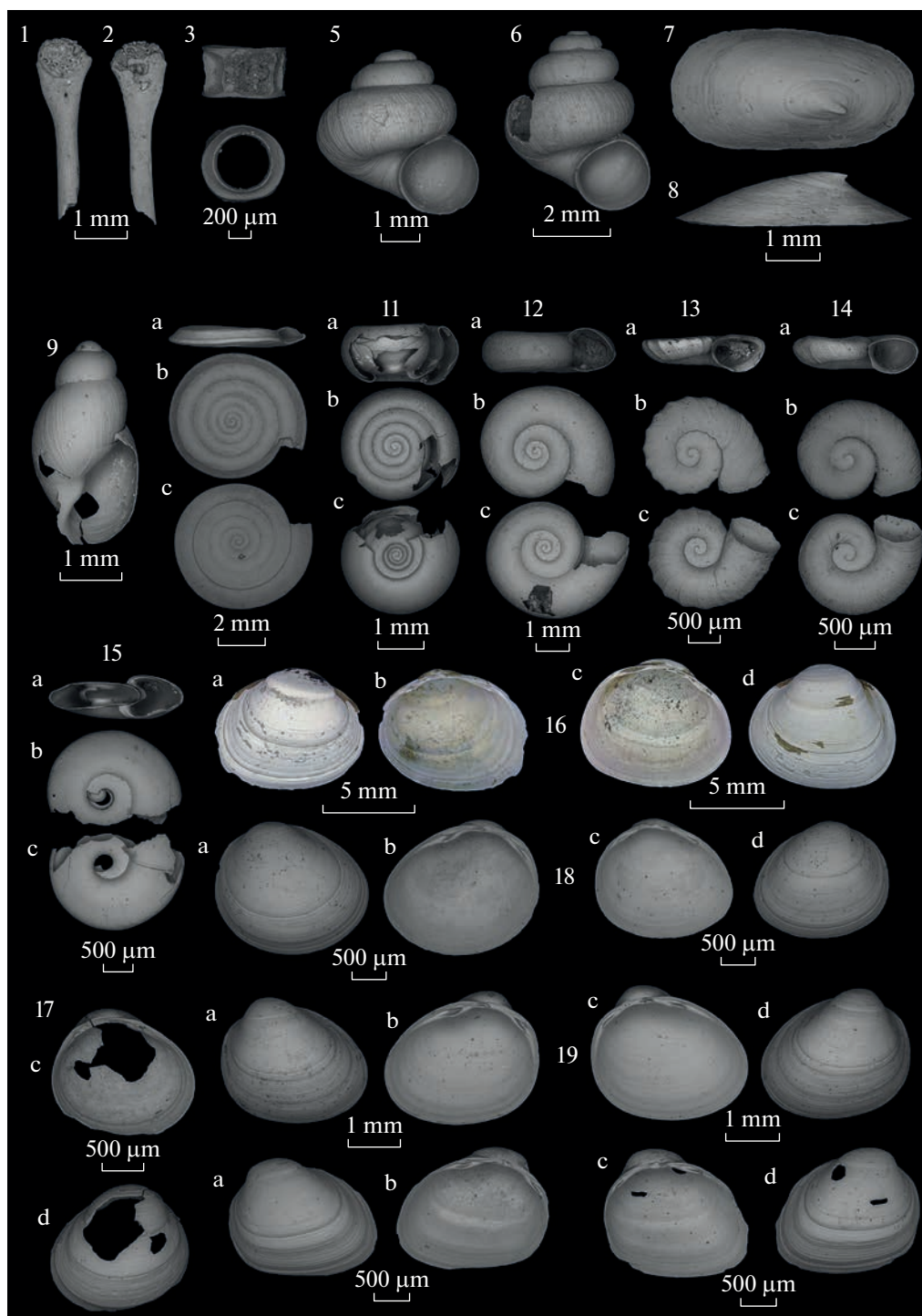
хового фитоценоза — заболоченного березового леса с зеленым мхом и осокой в нижнем ярусе, который затем трансформировался в осоково-гипновое болото с небольшим количеством ивы (табл. 2). Также в образце обнаружено большое количество кристалликов гипса.

Комплекс диатомей в двух нижних слоях образует диатомовую зону (ДЗ) 1 (рис. 3), которая характеризуется крайне низким содержанием кремнистых микрофоссилий. Отмечены единичные створки и фрагменты створок пресноводных планктонных диатомей *Aulacoseira granulata*, *A. islandica*, редкие фрагменты створок *Stephanodiscus* sp., а также неопределимые фрагменты преимущественно бентосных диатомей. Содержание створок диатомей не превышает 2.9 тыс. створок в 1 г сухого осадка. Концентрации цист хризифитов и спикул губок составляют не более 13.3 тыс. и 3.7 тыс. соответственно. Содержание фитоцитов в среднем не превышает 1 тыс. в 1 г сухого осадка.

Значения показателей потерь при прокаливании (ППП) в слое 1–3–4% (рис. 2, (в)). Нельзя исключать, что содержание органического вещества (ОВ) несколько завышено из-за последующего развития на данном субстрате низинного болота, которое могло служить дополнительным источником поступления ОВ в данный горизонт. Значения ППП в слое 2 достигают максимальных для всего разреза значений в 73%.

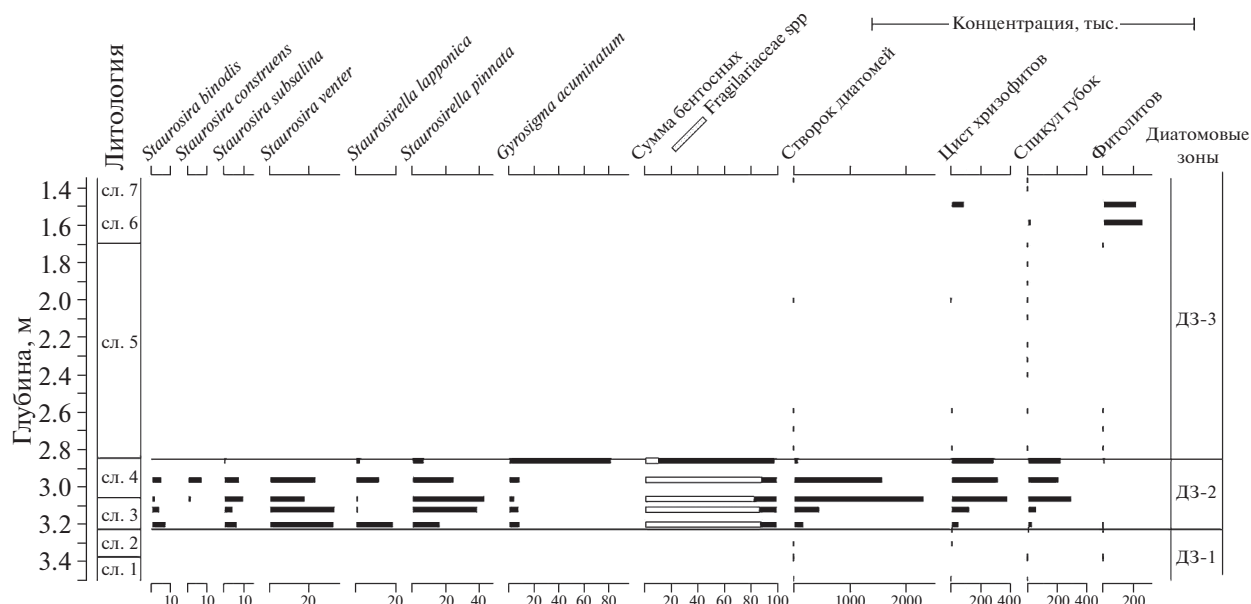
В результате низового размыва берега из-за строительства берегозащитного сооружения в 250 м к западу от разреза с 2020 по 2023 г. произошло отступление клифа на 25 м. Вследствие этого в разрезе под слоем торфа был вскрыт прослой сапропеля с обильной малакофауной (слой 1а), в котором были обнаружены пресноводные брюхоногие и двустворчатые моллюски (рис. 3). Малакокомплекс представлен следующими видами гастропод: *Cin-cinna piscinalis* (Müller, 1774), *Acroloxus lacustris* (Linnaeus, 1758), *Stagnicola* sp., *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758), *Bathymorphus contortus* (Linnaeus, 1758), *Gyraulus acroicus* (Ferussac, 1807), *Armiger crista* (Linnaeus, 1758), *Armiger bielzi* (Kimakowicz, 1884), *Hippeutis complanatus* (Linnaeus, 1758) и двустворчатых моллюсков: *Sphaerium corneum* (Linnaeus, 1758), *Euglesa* (*Cyclocalyx*) *obtusale* (Lamarck, 1818), *Euglesa* cf. (*Euglesa*) *casertana* (Poli, 1791), *Euglesa* cf. (*Pseudeupera*) *subtruncata* (Malm, 1855), *Euglesa* (*Tetragonocyclus*) *milius* (Held, 1836) и *Euglesa* sp. Кроме того, были найдены плечевая кость бесхвостой амфибии (рис. 3, фиг. 1–2) и рыбий позвонок (рис. 3, фиг. 3–4).

На торфе с резким контактом лежит зеленовато-серый легкий суглинок с большим количеством рассеянной органики (слой 3, 3.23–3.06 м), выше переходящий в темно-бурый неслоистый оторфованный сапропель (слой 4, 2.86–3.06 м). По кровле сапропеля получена радиоуглеродная



**Рис. 3.** Позвоночные и моллюски из разреза Алейка (слой 1а). Фиг. 1–2. *Anura* (cf. *Ranidae*) – плечевая кость; Фиг. 3–4. Позвонок рыбы; Фиг. 5–6. *Cincinna piscinalis* (Müller, 1774); Фиг. 7–8. *Acroloxus lacustris* (Linnaeus, 1758); 7 – вид сверху; 8 – вид сбоку; Фиг. 9. *Stagnicola* sp. (juvenile); Фиг. 10 а–с. *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758); Фиг. 11 а–с. *Bathymorphalus contortus* (Linnaeus, 1758); Фиг. 12 а–с. *Gyraulus acroicus* (Ferussac, 1807); Фиг. 13 а–с. *Armiger crista* (Linnaeus, 1758); Фиг. 14 а–с. *Armiger bielzi* (Kimakowicz, 1884); Фиг. 15 а–с. *Hippeutis complanatus* (Linnaeus, 1758); Фиг. 16 а–д. *Sphaerium corneum* (Linnaeus, 1758); Фиг. 17 с–д. *Euglesa* (*Cyclocalyx*) *obtusale* (Lamarck, 1818); Фиг. 18 а–д. *Euglesa* cf. (*Euglesa*) *casertana* (Poli, 1791); Фиг. 19 а–д. *Euglesa* cf. (*Pseudeupera*) *subtruncata* (Malm, 1855); Фиг. 20 а–д. *Euglesa* (*Tetragonocyclas*) *milium* (Held, 1836); Фиг. 10–15: а – вид спереди, б – вид сверху, с – вид снизу; Фиг. 16–20: а – правая створка снаружи, б – правая створка изнутри, с – левая створка изнутри, д – левая створка снаружи.

**Fig. 3.** Vertebrates and mollusks from the Aleyka section (layer 1a). Fig. 1–2. *Anura* (cf. *Ranidae*) – humerus; Fig. 3–4. Fish vertebra; Fig. 5–6. *Cincinna piscinalis* (Müller, 1774); Fig. 7–8. *Acroloxus lacustris* (Linnaeus, 1758); 7 – view from above; 8 – view from side; Fig. 9. *Stagnicola* sp. (juvenile); Fig. 10 a–c. *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758); Fig. 11 a–c. *Bathymorphalus contortus* (Linnaeus, 1758); Fig. 12 a–c. *Gyraulus acroicus* (Ferussac, 1807); Fig. 13 a–c. *Armiger crista* (Linnaeus, 1758); Fig. 14 a–c. *Armiger bielzi* (Kimakowicz, 1884); Fig. 15 a–c. *Hippeutis complanatus* (Linnaeus, 1758); Fig. 16 a–d. *Sphaerium corneum* (Linnaeus, 1758); Fig. 17 c–d. *Euglesa* (*Cyclocalyx*) *obtusale* (Lamarck, 1818); Fig. 18 a–d. *Euglesa* cf. (*Euglesa*) *casertana* (Poli, 1791); Fig. 19 a–d. *Euglesa* cf. (*Pseudeupera*) *subtruncata* (Malm, 1855); Fig. 20 a–d. *Euglesa* (*Tetragonocyclas*) *milium* (Held, 1836); Fig. 10–15: a – view from front, b – view from top, c – view from bottom; Fig. 16–20: a – right valve from outside, b – right valve from inside, c – left valve from inside, d – left valve from outside.



**Рис. 4.** Диатомовая диаграмма разреза Алейка: основные виды диатомей (%), концентрации кремнистых микрофоссилий (тыс. в 1 г сухого осадка).

**Fig. 4.** Diatom diagram for Aleika section: main diatom species (%) and siliceous microfossils concentrations (thousands per 1 g of dry sediment).

дата  $10870 \pm 120$  (ИГАН-8501) (табл. 1). Ботанический анализ показал преобладание водных растений — рдеста, сусака и роголистника, большое количество водорослей, а также отчетливое присутствие дафний (*Cladocera*) и хирономид (табл. 2). Также в пробе были обнаружены большое количество сульфидных форм железа и кристаллы гипса.

Комплекс диатомей этих слоев образует диатомовую зону (ДЗ) 2 (рис. 4), где наблюдается резкое увеличение концентраций всех групп кремнистых микрофоссилий. Наиболее высокое содержание створок диатомей (1.5–2.3 млн в 1 г сухого осадка) отмечено в интервале 3.19–2.95 м, тогда как у верхней границы ДЗ-2 оно резко сокращается (до 89 тыс.). В составе диатомовых комплексов присутствуют исключительно диатомей бентоса. Наиболее многочисленны представители перифитонных Fragilariaceae, такие как *Staurosira binodis*, *S. construens*, *S. subsalina*, *S. venter*, *Staurosirella lapponica* и *S. pinnata* — на их долю приходится 83–89% от общего числа створок. Все эти виды предпочитают слабощелочные условия

среды. Они наиболее характерны для мезо-эвтрофных водоемов, за исключением *S. pinnata*, массово развивающейся в широком диапазоне трофических условий. Большинство отмечаемых представителей Fragilariaceae — пресноводные виды, индифферентные по отношению к солености, тогда как *S. subsalina* является галофилом, т.е. способна переносить незначительное повышение минерализации. В ДЗ-2 отмечается также высокое содержание донной диатомеи *Gyrosigma acuminatum*, крупные створки которой, однако, имеют плохую сохранность. В целом ее доля не превышает 10%, однако у верхней границы ДЗ-2 (на глубине ~2.87–2.86 м) она возрастает до 83%, тогда как суммарное содержание представителей Fragilariaceae снижается до 12%.

Наибольшие значения концентраций цист хризифитов и спикул губок приходятся на интервал 3.1–2.85 м, и достигают 296–387 тыс. и 216–301 тыс. соответственно. Значительную часть цист хризифитов составляют экземпляры с толстостенными орнаментированными оболочками. Спикулы губок представлены преимущественно

8 — side view; Fig. 9. *Stagnicola* sp. (juvenile); Fig. 10 a–c. *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758); Fig. 11 a–c. *Bathymophalus contortus* (Linnaeus, 1758); Fig. 12 a–c. *Gyraulus acroicus* (Ferussac, 1807); Fig. 13 a–c. *Armiger crista* (Linnaeus, 1758); Fig. 14 a–c. *Armiger bielzi* (Kimałowicz, 1884); Fig. 15 a–c. *Hippeutis complanatus* (Linnaeus, 1758); Fig. 16 a–d. *Sphaerium corneum* (Linnaeus, 1758); Fig. 17 c–d. *Euglesa (Cyclocalyx) obtusale* (Lamarck, 1818); Fig. 18 a–d. *Euglesa* cf. (*Euglesa*) *casertana* (Poli, 1791); Fig. 19 a–d. *Euglesa* cf. (*Pseudeupera*) *subtruncata* (Malm, 1855); Fig. 20 a–d. *Euglesa (Tetragonocyclas) milium* (Held, 1836); Fig. 10–15: a — front view, b — view from above, c — bottom view; Fig. 16–20: a — right valve outside, b — right valve inside, c — left valve inside, d — left valve outside.

мегасклерами и имеют хорошую сохранность. Концентрации фитоцитов изменяются в пределах от 0 до 13.7 тыс. у верхней границы ДЗ-2.

Значения ППП растут от 11–14% (слой 3) до 20–22% (слой 4). Подобные значения ППП характерны как для озерных отложений, так и для отложений прибрежных частей крупных бассейнов.

Выше по разрезу залегает серая очень пластичная алевролитистая глина (слой 5, 2.86–1.7 м) с остатками корневищ тростника и мелкими обломками древесины в нижней части слоя. На высоте 0.8 м от подошвы слоя появляется тонкая слоистость — переслаивание глины с тонкозернистым песком. Из нижней части этого слоя по образцу рассеянной органики была получена радиоуглеродная дата  $10370 \pm 100$  (ИГАН — 8502) (табл. 1). Выше по разрезу глина становится более массивной. Ботанический состав образца, по которому была получена дата, отражает гипновый фитоценоз, с преобладанием *Drepanocladus* (табл. 2).

Комплекс диатомей этих слоев образует диатомовую зону (ДЗ) 3 (рис. 4), в которой содержание всех кремнистых микрофоссилий резко снижается, вплоть до их полного отсутствия в отдельных пробах. Створки диатомей или их фрагменты практически не отмечаются в отложениях рассматриваемой зоны. Концентрации цист хризифитов, спикул губок и фитоцитов в нижней части ДЗ-3 (2.85–2.45 м, нижняя часть слоя 5) не превышают 15, 4.5 и 1.5 тыс. соответственно. Спикулы представлены исключительно фрагментами. Вверх по разрезу цисты и фитоциты в основном отсутствуют. Фрагменты спикул отмечены лишь единично, их содержание сокращается до 0–1.5 тыс. в 1 г сухого осадка.

Значения ППП лежат в диапазоне 4–9%, при тренде к снижению снизу вверх.

Глина с резким контактом перекрыта бурым суглинком с рассеянной органикой (слой 6, 1.7–1.5 м), по которой получена дата  $310 \pm 60$  (ИГАН — 8503) (табл. 1). В слое прослеживаются линзы среднезернистого песка, который лежит в кровле разреза, с резким контактом перекрывая органо-генный слой. Комплексный биологический анализ выявил преобладание синезеленых водорослей (табл. 2) и остатки тканей вегетативных частей водно-болотных растений. Также в оторфованном суглинке отмечается резкое увеличение концентрации всех групп кремнистых микрофоссилий, кроме створок диатомей: содержание цист увеличивается до 91 тыс. (глубины ~1.5–1.48 м), фитоцитов — 220–268 тыс., спикул до 29 тыс. (глубины ~1.6–1.58 м). Диатомовые водоросли представлены различными неопределимыми фрагментами бентосных видов, особенно многочисленными на глубине ~1.5–1.48 см. Диапазон значений ППП — 10–16%. В кровле разреза с резким контактом ле-

жит светло-желтый среднезернистый горизонтально слоистый песок (слой 7, 1.5–0 м).

В скважине в устье р. Алейка в подошве на глубине 2.3 м вскрывается очень плотная сизая глина, выше переходящая в тяжелый сизо-серый и далее буроватый суглинок, с поверхности перекрытый 10-сантиметровым слоем торфа (рис. 2, (б)).

Разрез Нерейский, расположенный в прикорме части Куршской косы, вскрывает строение небольшого холма-останца, высотой до 7 м, длиной около 1 км, шириной до 300 м. Останец окружен заболоченной низиной с высотами менее 1 м над у. м., оконтуривающей Куршский залив. Максимальные высоты на этом участке приурочены к береговому дюнному валу, вытянутому вдоль морского пляжа косы. Средняя скорость отступления берега за последние 100 лет здесь такая же, как и на участке Алейка — 0.7 м/год (Луговой, 2022).

В подошве разреза (слой 1, 0–1 м) вскрывается суглинок буро-серый, сильно опесчаненный, с многочисленными обломками пород размерностью до мелких валунов (до 15 см) с песчаными прослоями в кровле. На нем залегает сизо-серый суглинок с единичными растительными остатками (слой 2, 1–1.2 м); в юго-западном направлении наблюдается падение слоев, и верхняя часть слоя 2 замещается оторфованным суглинком и далее торфом, по которому была получена радиоуглеродная дата  $9220 \pm 100$  (ИГАН-8611) (табл. 1). Ботанический анализ торфа выявил, в основном, остатки коры и древесины березы (55%) и сосны (20%), с небольшим присутствием хвоща и неопределимых травянистых растений (табл. 2). Его с резким контактом перекрывает бежевый среднезернистый, местами слоистый песок (слой 3, 1.2–2.6 м), по-видимому, эолового происхождения; поверхность неровная — чередование дюн и междюнных котловин.

## ДИСКУССИЯ

**Интерпретация седиментационных обстановок в разрезе Алейка.** В основании разреза лежат ледниковые отложения, сформировавшиеся или во время максимума последнего оледенения, или во время его отступления (слой 1). Повышенная концентрация окатанного валунного материала и песка в кровле слоя говорит о том, что материал подвергался эрозионной переработке.

По данным диатомового анализа установлено, что на наиболее раннем этапе осадконакопления (ДЗ-1, слой 1 (>13800 кал. л. н.) и 2 (13800–13100 кал. л. н.)) существовали условия, неблагоприятные для развития водной биоты. Единичные находки створок и фрагментов створок пресноводных диатомовых водорослей указывают на перемыв кровли ледниковых отложений (слой 1)

водами крупного пресноводного бассейна, в котором развитие водной биоты, очевидно, лимитировалось низким содержанием биогенных элементов. После начала регрессии бассейна здесь, по-видимому, был небольшой залив; комплекс малакофауны показывает мелководные условия обитания со слабой гидродинамикой среды, хорошим развитием водной растительности и, вероятно, некую заболоченность территории. В частности, *Acroloxus lacustris* обитает в слабопроточных и стоячих водоемах, на камнях и среди растительности. *Anisus vortex* характерен для постоянных водоемов или временных, имеющих связь с постоянными, в том числе могут обитать в небольших болотах. Представители рода *Armiger* предпочитают селиться среди водной растительности в постоянных стоячих и слабопроточных водоемах. В сходных условиях обитают и другие найденные представители семейства Planorbidae. Для *Sphaerium corneum* типичными местообитаниями являются медленно текущие реки и пойменные водоемы. Представители подрода *Cyclocalyx* характерны для заболоченных водоемов, но нередко и для крупных озер, где приурочены к зарастающим и заболачивающимся берегам. *Euglesa (Tetragonocyclus) milium* также является индикатором заболоченности, может населять настоящие болота и отмечена в сплавинах. *Euglesa (Pseudeupera) subtruncata* характерна для слабопроточных водоемов и озер, может выдерживать заиление водоема. *Euglesa (Euglesa) casertana* предпочитает небольшие слабопроточные и даже временные водоемы (Welter-Schultes, 2012; Хохуткин, Винарский, 2013; Определитель..., 2016).

В дальнейшем, в результате заболачивания, развитие диатомовых водорослей ограничивалось дефицитом увлажненности в связи с установлением субаэральных обстановок (слой 2). По-видимому, в тот период здесь существовало понижение в рельефе, характеризовавшееся условиями застойного увлажнения. Данные ботанического анализа говорят в пользу развития сначала древесно-мохового фитоценоза, а затем осоково-гипнового низинного болота на моренном субстрате. Это подтверждается и высокими значениями ППП, которые характерны для торфянистых отложений.

На следующем этапе (ДЗ-2, слои 3 и 4, ~13 100–12800 кал. л. н.) устанавливаются мелководные условия пресноводного водоема со слабощелочной реакцией среды и ослабленной гидродинамикой. На это указывает доминирование мелко-клеточных обрастателей семейства Fragilariaceae, типичных для водоемов с  $pH \geq 7$ . Эти диатомеи, образующие лентовидные колонии на субстрате, относятся к экологической гильдии “высокорослых” диатомей, слабоустойчивых к волновому воздействию. Таким образом, их высокое содержание также указывает на спокойные гидродинамиче-

ские условия. Кроме того, указанные представители семейства Fragilariaceae обладают способностью быстро адаптироваться к меняющимся условиям среды, и потому зачастую являются пионерными видами, массово развивающимися во вновь образовавшихся озерах. Высокое содержание створок диатомей, цист хризифитов и спикул губок в отложениях, слагающих слой 3, говорит о благоприятных условиях как для развития этих групп организмов, так и для аккумуляции микрофоссилий в донных осадках (ослабленная гидродинамика, низкое терригенное разбавление). Хорошая сохранность спикул губок предполагает, что эта группа кремнистых микрофоссилий имеет преимущественно автохтонное происхождение. Их высокое содержание в донных отложениях указывает на благоприятные условия для развития этой группы водных беспозвоночных, в частности, хорошую обеспеченность водной толщи кислородом, благоприятный световой режим, а также наличие взвешенного органического вещества в концентрациях, необходимых для питания губок.

Формирование вышележащего оторфованного сапропеля (слой 4), очевидно, связано с последующим обмелением и зарастанием водоема, о чем свидетельствует также рост значений ППП. Данные комплексного биологического анализа реконструируют условия седиментогенеза на заросшей водными растениями литорали, характеризующиеся слабой проточностью, восстановительными условиями у дна и большим количеством разлагающейся органики. Установление доминирования в составе диатомовых комплексов донной диатомеи *Gyrosigma acuminatum* и резкое снижение концентрации створок диатомей в верхней части отложений, слагающих слой 4, подтверждают уменьшение глубины водоема. Возможно, в изменившихся условиях золотистые водоросли и губки получили конкурентное преимущество в ассимиляции растворенного кремнезема, поскольку концентрации цист и спикул в осадках остались неизменными.

Значения ППП для отложений данного этапа характерны как для озерных отложений, так и для отложений прибрежных частей крупных бассейнов. Динамика содержания органического вещества свидетельствует о том, что слой 3 сформировался в условиях изолированного водоема, возникшего на месте заболоченной низины. Дальнейший рост накопления органогенного материала, выраженный через увеличение значений ППП (слой 4), указывает на уменьшение глубины и зарастание водоема.

Данный этап, по-видимому, завершился переходом к обстановкам низинного болота или заболоченной прибрежной части водоема (нижняя часть слоя 5). В этих условиях формировался зеленомошный фитоценоз с преобладанием мхов

рода *Drepanocladus*, предпочитающих переувлажненные местообитания, в том числе, берега стоячих водоемов (Игнатова и др., 2011).

Следующий этап (ДЗ-3, слои 5 (~12 800–11 660 кал. л. н.) был неблагоприятным как для развития микроводорослей и водных беспозвоночных (губок), так и для накопления всех групп кремнистых микрофоссилий в осадках. Как правило, такие обстановки характерны для приледниковых бассейнов (Давыдова, 1985). В них развитие водной биоты лимитируется недостатком биогенных элементов и низкой температурой водной массы. Кроме того, низкая прозрачность водной толщи, содержащей большое количество взвешенных минеральных частиц, поступающих с талыми ледниковыми водами, ограничивает глубину зоны фотосинтеза до нескольких сантиметров у поверхности воды. Поступление больших объемов аллохтонного минерального материала, в свою очередь, приводит к терригенному разбавлению концентраций кремнистых микрофоссилий в осадках.

Однако значения ППП в отложениях слоя 5 сравнительно высоки для приледникового водоема. Это может объясняться образованием здесь залива крупного трансгрессирующего бассейна, где в условиях ограниченного водообмена с основной акваторией формировались осадки с повышенным содержанием органического вещества.

Резкое возрастание концентраций цист, спикул и фитолитов, отмечаемое в верхней части слоя 6, говорит о существенном изменении обстановок осадконакопления. Об этом свидетельствует также повышение содержания органического вещества, на которое могло повлиять развитие наземной растительности после установления здесь субаэральных условий. Полученная дата — около 400 кал. л. н. — говорит о большом перерыве в осадконакоплении, а ботанический состав — о формировании небольшого водоема. Это подтверждает высокое содержание цист золотистых водорослей, которое указывает на формирование отложений в водной среде. Отсутствие в отложениях целых створок диатомовых водорослей и присутствие большого количества их фрагментов позволяют сделать вывод об избирательной сохранности кремнистых микрофоссилий. Так, цисты хризифитов, как правило, оказываются более устойчивыми к механическому разрушению. Доминирование фрагментов бентосных диатомей указывает на мелководные обстановки. Кроме того, отмечаемое здесь высокое содержание фитолитов травянистых растений указывает на формирование торфянистых отложений верхней части слоя 6 в условиях активно зарастающей прибрежной зоны небольшого водоема. Данные ботанического анализа отложений слоя 6 указывают на обстановки небольшого, мелководного водоема с застойным режимом.

Практически полное отсутствие кремнистых микрофоссилий в вышележащих песчаных отложениях слоя 7 указывает на неблагоприятные условия для их аккумуляции. Вероятно, это связано с наличием хорошего промывного режима при накоплении песчаных отложений и их последующим преобразованием эоловыми процессами.

**Реконструкция палеогеографических обстановок на северном побережье Самбийского п-ова в позднеледниковье.** После дегляциации на территории побережья преобладали обстановки размыва. Об этом говорит повышенная концентрация окатанного обломочного материала в верхней части морены, слагающей основание разреза Алейка, и прослой песка в кровле. Данные диатомового анализа свидетельствуют о неблагоприятной обстановке для развития водной биоты. Таким образом, можно предположить, что размыв кровли морены происходил в береговой зоне приледникового бассейна, формировавшегося “по пятам” отступающего ледника, что подтверждается данными государственной геологической съемки (Геологическая карта..., 1969). Однако было ли это БЛО во время первой фазы образования ~14 тыс. л. н., или другой, локальный, приледниковый водоем, сказать пока сложно. Данные радиоуглеродного датирования и малакофаунистического анализа, а также глины, лежащие в подошве скважины в устье р. Алейка, не противостоят первому предположению.

На имеющихся картах четвертичных отложений и литологии морского дна (ГГК 1-го и 3-го поколений; Атлас ..., 2010) показано, что современное дно Балтийского моря на участке Куликовской бухты (рис. 1, (а)), где расположен изучаемый район, покрыто валунно-глыбовой отмосткой, свидетельствующей о размыве ранее залегавших здесь ледниковых и водно-ледниковых отложений (Жиндарев, Луговой, 2016).

В интервале 14–13 тыс. л. н. территория развивалась в субаэральной обстановке. Сначала на перемытом моренном субстрате развивался заболоченный березовый лес, который впоследствии заместился низинным осоково-гипновым болотом. Возможно, формирование древесно-мохового фитоценоза соответствует улучшению природно-климатических обстановок в эпоху аллерёдского межстадиала. Присутствие обогащенных суглинистым материалом прослоев в торфе свидетельствует, скорее всего, о периодическом затоплении территории водами р. Алейка, например, во время весеннего снеготаяния.

В дальнейшем на данной территории вновь установились субаквальные условия. На начальной стадии это был мелководный водоем, возможно, занимавший нижнюю часть бассейна р. Алейки, что подтверждается характером отложений в нижней части скважины в устье реки. Водоем мог образо-

ваться в результате увеличения увлажненности климата, оттаивания мерзлоты или увеличения обводненности территории. Можно также предположить, что здесь находился мелководный изолированный залив обширного водоема. По-видимому, в пользу небольшого водоема, богатого органикой, говорит доминирование диатомей, характерных для спокойных гидродинамических условий, высокое содержание органического вещества (выраженное через ППП) и данные комплексного биологического анализа. По-видимому, этот водоем существовал уже на завершающей стадии потепления бёллинг-аллерёд, что подтверждается и данными радиоуглеродного датирования. В ходе дальнейшего развития водоем перешел в стадию зарастания и заторфовывания.

Похожие осадки были изучены на мысу Вентес-Рагас (около 70 км к северо-востоку от разреза Алейка): здесь на морене залегает сапропель с раковинами пресноводных моллюсков (озерные отложения), сменяющийся выше по разрезу плотным торфом (болото), возраст которых определен в диапазоне 13700–12600 кал. л. н.; эти осадки интерпретируются как отложения мелководного водоема, ассоциированного с БЛО, возможно, его залива сложной конфигурации (Vitinas, 2007).

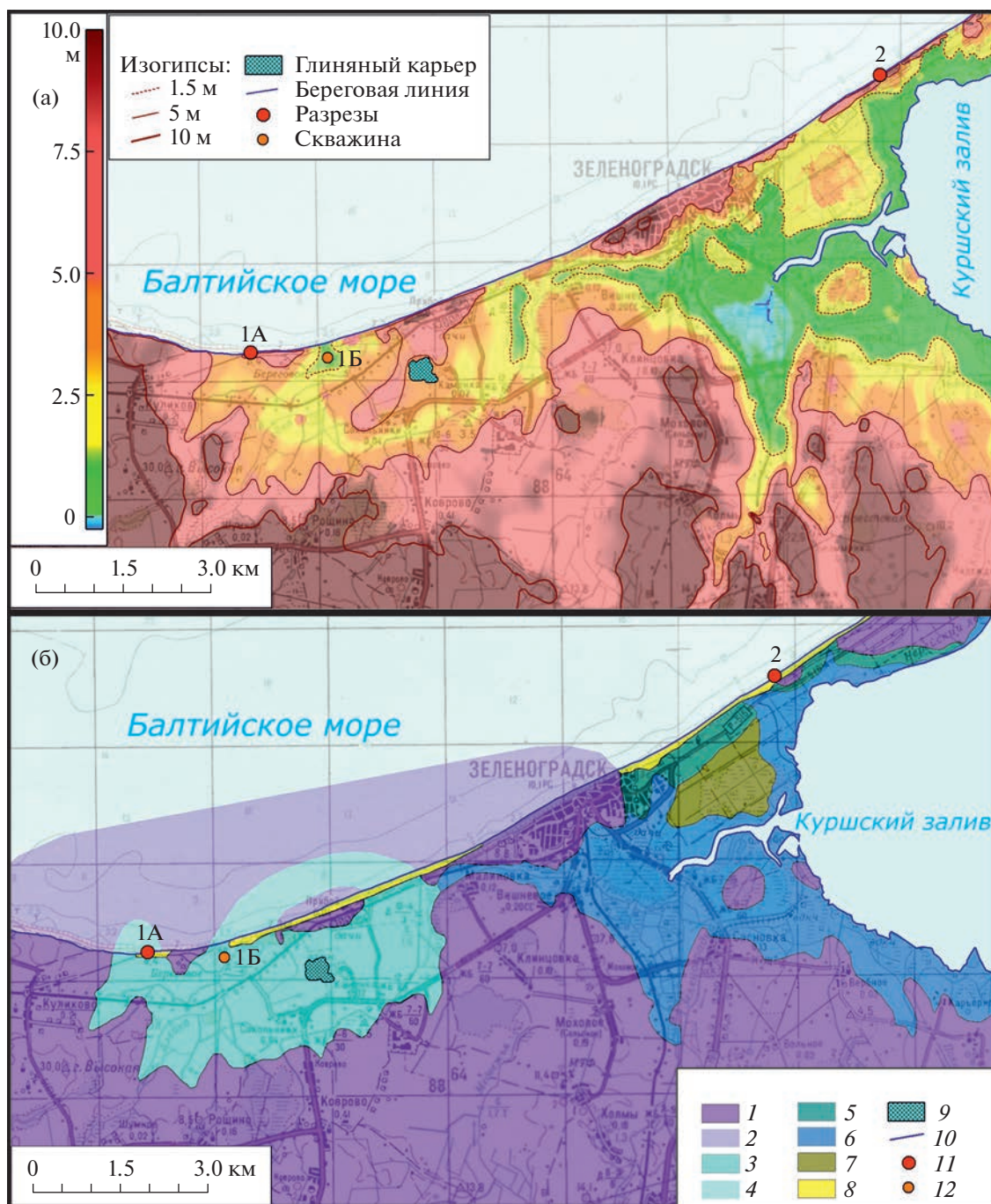
Следующая фаза развития территории — затопление водами обширного пресноводного ультраолиготрофного водоема с высоким содержанием взвешенных тонких минеральных частиц. Согласно результатам радиоуглеродного датирования, это произошло ~12 тыс. л. н., т.е. — во время осцилляции позднего дриаса. Не исключено, что здесь возник мелководный залив БЛО, с несколько повышенным содержанием органического вещества в осадках, как за счет мелководности, так и за счет привноса рекой. Присутствие “парных” слоев — тонкое переслаивание глины и алевролита/тонкозернистого песка, может свидетельствовать о сезонной стратификации. По-видимому, эти же отложения вскрываются и в скважине, пробуренной в приустьевой части р. Алейки.

Подъем уровня воды БЛО здесь не превышал первых метров. Береговая линия была сложной конфигурации, рiasового типа, как это показано на реконструкции на рис. 5, (а). Похожая ситуация отмечается в работе (Gelumbauskaitė, 2009) для литовского побережья; максимальный уровень БЛО для траверса Клайпеды реконструируется на высоте 6 м над у. м., а в дельте Немана — на уровне 3 м ниже у. м. Согласно этой тенденции, максимальный уровень БЛО на северном побережье Самбийского п-ова должен был находиться на том же уровне, что в дельте Немана, но в последнем случае его осадки могут быть “опущены” за счет последующего уплотнения рыхлых отложений в течение голоцена.

В береговых уступах и на пляжах Куликовской бухты хорошо видны выходы морены, которые соответствуют холмисто-грядовым формам рельефа берега. Анализируя сохранившиеся формы рельефа и конфигурацию площадей валунно-глыбовых отмосток на дне, можно предположить существование в прошлом относительно крупной моренной гряды, протягивавшейся севернее современного берега, субпараллельно ему. Несмотря на продолжающуюся дискуссию о ходе колебаний уровня Балтийского моря в голоцене, большинство авторов сходится на оценке времени установления уровня на отметках, близких к современному, в районе 4 тыс. лет назад (Бадюкова и др. 2007; Сергеев, 2015). Исходя из этого, интерполируя в прошлое современные скорости отступления берега, можно установить, что за 4000 лет берег на участке у р. Алейки мог отступить на 2.5–3 км. Таким образом, мы предполагаем, что до 4000 лет назад нижняя часть бассейна р. Алейки представляла собой полуизолированную котловину, отделенную от моря моренной грядой с высотой не менее 4–5 м. Сток из этой котловины осуществлялся по ложбине, сейчас являющейся частью долины р. Тростянки, в акваторию, соответствующую нынешнему Куршскому заливу.

После быстрого падения уровня БЛО и осушения северного побережья Самбийского п-ова район исследования находился в зоне нулевой седиментации, или чередования аккумуляции и эрозии вплоть до позднего голоцена. Об этом, в частности, говорят изученные нами в разрезе Нерейском в районе прикорневой части Куршской косы отложения, представленные суглинком, перекрытым торфом. Калиброванный возраст торфа лежит в интервале 10450–10250 кал. л. н. (табл. 1); по-видимому, здесь вскрыты озерно-болотные отложения, синхронные стадии Анцилового озера, возраст которого оценивается в 10.7–9.8 кал. л. н. (Rosentau et al., 2017); впоследствии дно озера обсохло и заросло лесом, о чем свидетельствует ботанический состав торфа. Дата по торфу в разрезе Нерейский хорошо совпадает с датировкой торфа у пос. Лесное (Бадюкова и др., 2010).

На основании глубинно-возрастной модели (рис. 2, (г)) можно сделать вывод, что озеро в бассейне р. Алейки существовало около 1300 лет, но как видно на рис. 5, (б) — разрез Алейка расположен в периферической части котловины и может отражать не полную его историю. Отложения, вскрытые в разрезе Нерейский, а также данные М.В. Кабайлене (1967) подтверждают существование остаточных водоемов в районе корневой части Куршской косы после резкого падения уровня воды на границе позднего дриаса и голоцена. Кроме того, по данным Т.В. Напреенко-Дороховой и соавт. (2020), в расположенном в 1.5–2 км к юго-западу от разреза Нерейский понижении существовало мелководное пресное озеро, а



**Рис. 5.** (а) — Гипсометрическая карта района исследований по ЦМР FABDEM (версия 2023 г.), скорректированная по данным полевых геодезических измерений, подложка — топографическая карта 1:100 000 (1982 г.); 1А — разрез Алеика, 1Б — скважина Алеика, 2 — разрез Нерейский. (б) — Палеогеоморфологическая карта района исследований. 1 — формы ледникового и водноледникового генезиса, 2 — то же, подвергшиеся волновому размыву (показано условно); 3 — позднеледниковая озерная котловина при уровне воды 4–5 м над современным уровнем моря, 4 — то же, подвергшееся волновому размыву (показано условно); 5 — поверхность доголоценовой и раннеголоценовой озерной аккумуляции на уровне 1.5–2 м над современным уровнем моря; 6 — болотистые низины, подверженные современным периодическим затоплениям, в том числе польдеры, на высотах от –0.5 м до 1 м над у. м.; 7 — голоценовое верховое болото; 8 — современные эоловые формы; 9 — выработанный карьер кирпичных глин, занятый озером; 10 — современная береговая линия; 11 — положение разрезов; 12 — положение скважины.

**Fig. 5.** (a) — Hypsometric map of the study area by FABDEM DEM (version 2023), corrected from field geodetic measurements, underlain by the 1:100 000 topographic map (1982); 1A — Aleika section log, 1B — Aleika borehole, 2 — Nereisky section log. (b) — Paleogeomorphological map of the study area. 1 — glacial and glaciofluvial landforms, 2 — the same, subjected to wave erosion (shown conventionally); 3 — Late Glacial lake basin at water level 4–5 m above present sea level, 4 — the same, subjected to wave erosion (shown conventionally); 5 — surface of pre-Holocene and early Holocene lake accumulation at 1.5–2 m above present sea level; 6 — marshy depressions presently subjected to periodic floods, including polders, at –0.5 m to 1 m above the sea level; 7 — Holocene peat bog; 8 — present aeolian forms; 9 — brick clay quarry now occupied by the lake; 10 — present coastline; 11 — location of the section logs; 12 — location of the borehole.

около 9900 кал. л. н. на его месте сформировались болотные фитоценозы, представленные влажными черноольшаниками с густым травяным ярусом из тростника. В настоящий момент в этом месте расположено верховое болото Свиное с высотами центральной части до 3.5 м над у. м., а мощность торфа в нем достигает 8.5 м (Напреенко и др., 2019).

Имеющиеся сведения об уровнях БЛО в юго-восточной части побережья Балтийского моря достаточно противоречивы. Так, для западного побережья Литвы указывались две береговые линии БЛО максимальной высотой 12–15 м (Гуделис, 1961). Ко времени максимальной стадии БЛО отнесено формирование берегового вала на отметках до 16 м над у. м. в районе пос. Швянтойи (западное побережье Литвы) (Gelumauskaite, 2009). Южнее, в районе г. Паланга, терраса БЛО наблюдается на отметках 9–10 м над у. м. Максимальный уровень БЛО для траверса Клайпеды реконструируется на высоте 6 м над у. м., а в дельте Немана — на уровне 3 м ниже у. м.

По данным Лукошявичуса и Гуделиса (1974), севернее г. Клайпеда (северная оконечность Куршского залива) на побережье отмечаются образования БЛО, Анцилового озера и Литоринового моря, тогда как южнее эти образования на суше не обнаружены. Фрагменты древнебереговых образований БЛО указывались в пределах прибрежной подводной равнины Самбийского п-ова на глубинах 30–25 и 20–18 м (2 стадии), 18–14 м — на подводном береговом склоне Куршской косы, и 2–0 м у г. Клайпеда (Лукошявичус, Гуделис 1974). Блажишин (1998) также указывал на то, что южнее Клайпеды береговые образования БЛО уходят под современный уровень моря. Существование к юго-западу от Самбийского п-ова только подводных форм, соответствующих стадии БЛО, подтверждалось и данными последующих работ, согласно которым все позднеплейстоценовые береговые линии расположены здесь ниже современного уровня моря (Ryabchuk et al. 2016). К северу от мыса Таран (северо-западная оконечность Самбийского п-ова) береговая линия БЛО была реконструирована на глубинах 38–26 м (Dorokhov et al., 2022). J. Mojski (2000) обозначает береговую линию максимальной стадии БЛО, находящуюся ниже современного уровня моря и оконтуривающую западное и северо-западное побережье Самбийского п-ова. К северо-востоку от Самбийского п-ова глинистые отложения БЛО распространены в понижениях моренного рельефа на подводном склоне Куршской косы на глубинах более —25 м ниже у. м., и на глубинах 12–15 м ниже у. м. южной части Куршского залива (Ryabchuk et al. 2016).

Похожая ситуация отмечается в работе (Gelumauskaite, 2009) для литовского побережья;

однако, в ходе геологического картирования побережья отложения БЛО, представленные супесями, глинами и песками, были также зафиксированы в северной части Самбийского п-ова (Геологическая карта..., 1969). По другим данным, озерно-ледниковые отложения распространены лишь в северо-западной и юго-западной частях Самбийского п-ова, тогда как в районе исследования распространены морские голоценовые осадки (Атлас..., 2010).

## ВЫВОДЫ

На основе комплексных палеогеографических и геоморфологических исследований северного побережья Самбийского (Калининградского) п-ова и его естественных палеоархивов были получены новые данные о палеогеографических обстановках позднеледниковья в этом регионе и стадиях развития приледникового водоема — Балтийского ледникового озера. После ухода последнего ледника и до 14 тыс. л. н. в береговой зоне приледникового бассейна, формировавшегося вслед за отступающим ледником, происходил размыв кровли морены. В интервале 14–13 тыс. л. н., во время аллерёдского потепления, на территории произрастал заболоченный березовый лес, который впоследствии заместился низинным осоково-гипновым болотом. На завершающей стадии потепления здесь располагался мелководный изолированный залив обширного водоема или самостоятельный небольшой бассейн, который затем обмелел. 12000 лет назад, во время осцилляции позднего дриаса, территория была затоплена водами обширного пресноводного ультраолиготрофного водоема с высоким содержанием взвешенных тонких минеральных частиц. По-видимому, здесь возник мелководный залив БЛО, отделенный от основной акватории моренной грядой высотой не менее 4–5 м. Спуск озера произошел около 11660 л. н., после чего исследованная территория пребывала в условиях нулевого седиментогенеза или чередования аккумуляции и размыва до позднего голоцена. В позднем голоцене и до настоящего времени на северном побережье Самбийского п-ова активны эоловые процессы и отступление берега со скоростью ~0.7 м/год.

Полученные результаты позволяют говорить о двух этапах затопления северного побережья Самбийского п-ова в позднеледниковое время (до 14000 л. н. и в интервале 12000–11660 л. н.), возможно, обусловленных трансгрессиями БЛО. Нахождение отложений БЛО в северной части побережья Самбийского п-ова на положительных абсолютных отметках существенно корректирует сложившиеся представления о конфигурации его береговой линии в данном регионе и позволяет предположить, что уровень позднелед-

никового бассейна в районе исследования мог превышать современный уровень моря.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Б.Ф. Хасанову, с.н.с. ИПЭЭ РАН, за содействие в построение модели роста отложений, Р.А. Ракитову, с.н.с. ПИН РАН, за помощь при работе на сканирующем электронном микроскопе, Е.В. Сыромятниковой, с.н.с. ПИН РАН, за консультацию и определение плечевой кости бесхвостой амфибии и Д.М. Палатову, с.н.с. ИПЭЭ РАН, за консультацию по двусторчатым моллюскам. Полевые исследования проводились в рамках НСО кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ зимой 2020 г., при финансовой поддержке гранта РФФИ “Опасные явления” № 18-05-80087 (руководитель — Д.А. Субетто).

Исследования проводились в рамках выполнения ГЗ ИГ РАН FMWS-2019-0008, ГЗ ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН № FMNG-2019-0001 и ГЗ Министерства просвещения РФ для РГПУ им. А.И. Герцена № VRFY-2023-0010, а также ГЗ кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова № 121040100323-5 и ГЗ ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. (2010) / Под ред. О.В. Петрова, М.А. Спиридонова. СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ. 19 л.
- Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А. и др. (2007). Анализ геологического строения Куршской косы (Балтийское море) в целях уточнения истории ее развития // *Океанология*. Т. 47. № 4. С. 594–604.
- Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А. и др. (2010). Строение корневой части Куршской косы // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 5. С. 53–59.
- Блажчишин А.И. (1998). Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ. 160 с.
- Блажчишин А.И., Литвин В.М., Лукошавичюс Л. и др. (1970). Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря // *Балтика*. Т. 4. С. 145–168.
- Борисова О.К. (2021). Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 664–675. <https://doi.org/10.31857/s0321059621060031>
- Геологическая карта СССР (карта четвертичных отложений), масштаб 1:200 000, серия Прибалтийская, N-34-VIII, IX. (1969) / Под ред. Э.П. Макаровой, Ю.В. Казанова. Л.: Аэрогеология.
- Гуделис В.К. (1961). Общие черты развития морских берегов восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время // *Труды ИГ АН ЭССР*. Вып. VIII. С. 89–95.
- Давыдова Н.Н. (1985). Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. 244 с.
- Жиндарев Л.А., Луговой Н.Н. (2016). Прогнозная оценка эволюции песчаных побережий внутренних морей в условиях повышения их уровня // *Геоморфология*. № 4. С. 27–34. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-4-27-34>
- Зазовская Э.П. (2016). Радиоуглеродное датирование — современное состояние, проблемы, перспективы развития и использования в археологии // *Вестн. археологии, антропологии и этнографии*. № 1. С. 151–164. <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2016-32-1-151-164>
- Игнатова Е.А., Игнатов М.С., Федосов В.Э. и др. (2011). Краткий определитель мохообразных Подмосковья. М.: Товарищество научных изданий КМК. 320 с.
- Кабайлене М.В. (1967). Развитие косы Куршю-Марес, дельты Немана и прибрежных болот // *Труды ИГ АН ЭССР*. Вып. 5. С. 181–207.
- Квасов Д.Д., Баканова И.П., Давыдова Н.Н. (1970). Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики // *BALTICA*. Т. 4. С. 65–92.
- Луговой Н.Н. (2022). Активизация размыва берегов Калининградского п-ова в XXI веке: проявления, причины, прогноз // *Россия в Десятилетии ООН наук об океане / Тез. докл. на Первой Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием “Россия в Десятилетии ООН наук об океане”*. М.: МИРЭА—Российский технологический университет. С. 117–119.
- Лукошавичюс Л.С., Гуделис В.К. (1974). Субаквальные поздне- и послеледниковые древнебереговые образования юго-восточного сектора Балтийского моря (зоны палеоголоценовых образований) // *Балтика*. Т. 5. С. 113–118.
- Напреенко М.Г., Напреенко-Дорохова Т.В., Субетто Д.А. и др. (2019). Первичное болотообразование как особый путь развития прибрежных болот в регионе Юго-Восточной Балтики в связи с колебаниями уровня Литоринового моря // *Мат-лы конф. “Х Галкинские чтения”*. СПб.: Изд-во СПбГЭТУ “ЛЭТИ”. С. 136–138.
- Напреенко-Дорохова Т.В., Напреенко М.Г., Соснина И.А. и др. (2020). Исследование донных отложений водно-болотных экосистем Куршской косы // *Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка “Куршская коса”*. Сб. науч. статей. Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта. С. 150–160.
- Определитель зоопланктона и зообентоса пресных вод Европейской России. Т. 2. Зообентос (2016) / Под ред. В.Р. Алексеева и С.Я. Цалолихина. М.—СПб.: Товарищество научных изданий КМК. 457 с.
- Сергеев А.Ю. (2015). История геологического развития Куршской косы в голоцене и современные литодинамические процессы в береговой зоне. Авто-

- реф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ. 23 с.
- Хохуткин И.М., Винарский М.В. (2013). Моллюски Урала и прилегающих территорий. Семейства Acrolophidae, Physidae, Planorbidae (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeiformes). Ч. 2. Екатеринбург: Голицынский. 184 с.
- Andrén T., Björck S., Andrén E. et al. (2011). The development of the Baltic Sea basin during the last 130 ka / J. Harff (Ed.) // *The Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P. 75–97.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_4)
- Bitinas A. (2007). The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene Glaciations to the evolution of Baltic Sea // *The INQUA Peribaltic Field Symposium Guidebook*. Vilnius. 110 p.
- Björck S. (2008). The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // *Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin*. The BACC Author Team (Eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P. 398–407.
- Dorokhov D.V., Lugovoy N.N., Dorokhova E.V. et al. (2022). Morphology and origin of the palaeo cliff area in the Sambia Peninsula nearshore (SE Baltic Sea) // *Quat. Int.* Vol. 630. P. 17–33.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.025>
- Gelumauskaite L.Z. (2009). Character of sea level changes in the subsiding south-eastern Baltic Sea during Late Quaternary // *BALTICA*. Vol. 22. Iss. 1. P. 23–36.
- Haslett J., Parnell A.C. (2008). A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies // *J. of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*. Vol. 57. Iss. 4. P. 399–418.
- Jakobsson M., Björck S., Alm G. et al. (2007). Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume // *Global and Planetary Change*. Vol. 57. P. 355–370.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.006>
- Mojski J. (2000). The evolution of the southern Baltic coastal zone // *Oceanologia*. Vol. 42. Iss. 3. P. 285–303.
- R Core Team. (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.  
<https://www.R-project.org/>
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. No. 62.  
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rosentau A., Bennike O., Uscinowicz S. et al. (2017). The Baltic Sea Basin // *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf: Quaternary Paleoenvironments*, First Edition. John Wiley & Sons Ltd. P. 103–133.
- Ryabchuk D.V., Sergeev A., Sivkov V. et al. (2016). Main trends of the Sambia coastal system (south-eastern Baltic) development: Holocene lithodynamics and recent coastal processes // *Managing risks to coastal regions and communities in a changing world*.  
[https://doi.org/10.31519/conferencearticle\\_5b1b937c2e1840.32322222](https://doi.org/10.31519/conferencearticle_5b1b937c2e1840.32322222)
- Uscinowicz S. (2003). Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic // *Polish Geological Institute Special Papers*. Vol. 10. P. 1–79.
- Vassiljev Yu., Saarse L. (2013). Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // *Bull. Geol. Soc. Finl.* Vol. 85. P. 9–18.
- Welter-Schultes F.W. (2012). *European non-marine molluscs, a guide for species identification*. Planet Poster Editions, Göttingen. 679 p.

## LATE GLACIAL PALAEOENVIRONMENT AND DEVELOPMENT OF PROGLACIAL LAKES ON THE NORTHERN COAST OF THE SAMBIAN (KALININGRAD) PENINSULA<sup>1</sup>

N. E. Zaretskaya<sup>a,b,#</sup>, A. V. Ludikova<sup>c,d</sup>, D. D. Kuznetsov<sup>c,d</sup>, N. N. Lugovoy<sup>e,f</sup>,  
O. N. Uspenskaya<sup>g</sup>, and P. D. Frolov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Limnology RAS, SPC RAS, St. Petersburg, Russia*

<sup>d</sup>*Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia*

<sup>e</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

<sup>f</sup>*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

<sup>g</sup>*Institute of Forest Science RAS, Moscow Region, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru*

Comprehensive investigations of the northern coast of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula, that included geomorphological survey, lithostratigraphic description of the section logs, diatom, botanical and LOI analyses, radiocarbon dating, and GNSS survey relating lithological boundaries and sampling levels to the sea level and determining terrace elevations, were performed. New data on the regional palaeogeographic settings of

<sup>1</sup> For citation: Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Kuznetsov D.D. et al. (2023). Late glacial palaeoenvironment and development of proglacial lakes on the northern coast of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 7–25. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>; <https://elibrary.ru/YCFCMW>

the Late Glacial period and the stages of development of the large proglacial basin, the Baltic Ice Lake (BIL) were obtained. It has been established that after the degradation of the last glaciation, erosional (subaquatic) processes prevailed in the coastal area, while in the interval of 14–13 cal kyr BP subaerial conditions established at the study site, and tree-moss phytocenoses formed during the Allerød warming. At the end of the warming period there was a shallow, isolated lake, with decreasing depth. During the Younger Dryas oscillation, ca. 12000 cal kyr BP, the area was flooded by waters of a vast freshwater, ultra-oligotrophic basin with high content of suspended fine mineral particles. The conditions of a shallow bay of the BIL sheltered from the main basin by a moraine ridge at least 4–5 m high, are suggested for this period. The lake drainage took place around 11660 cal kyr BP. Since then, no accumulation or alternating accumulation and erosion conditions prevailed in the study site until the late Holocene. The obtained results allow us to speak about two stages of flooding of the northern coast of the Sambia Peninsula during the Late Glacial, possibly caused by the BIL transgressions. The occurrence of BIL deposits in the northern part of the Sambia Peninsula above sea level suggests that the Late Glacial basin level in the study area may have exceeded the present sea level.

**Keywords:** South-eastern Baltic, Aleika, Late Pleistocene - Holocene transition, Baltic Ice Lake, palaeogeographical studies, sedimentary palaeoarchives, reconstructions

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to B.F. Khasanov, senior researcher of IEE RAS, for his assistance in constructing the sediment growth model, R.A. Rakitov, senior researcher of PIN RAS, for help with the scanning electron microscope, and E.V. Syromyatnikova, senior researcher of PIN RAS, for consultation and identification of the humerus of a tailless amphibian, and D.M. Palatov, senior researcher of IEE RAS, for consultation on bivalves. The field research was conducted within the framework of the Student Scientific Society of the Department of Geomorphology and Paleogeography, Faculty of Geography, Moscow State University, in winter 2020, with the financial support of RFBR grant No. 18-05-80087 “Hazardous Events” (supervisor — D.A. Subetto).

The research was carried out within the framework of the Institute of Geography State Task FMWS-2019-0008, State Research Program of the Institute of Limnology, SPC RAS No. FMNG-2019-0001, Ministry of Education State Task for Herzen State Pedagogical University No. VRFY-2023-0010 and Faculty of Geomorphology and Paleogeography, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University No. 121040100323-5.

#### REFERENCES

- Alekseev V.R., Tsalolikhin S.Ya. (2016). (Eds.) *Opredelitel' zooplanktona i zoobentosa presnykh vod Evropeiskoi Rossii*. T. 2. Zoobentos (Guide for zooplankton and zoobenthos of fresh water of European Russia. Part. 2. Zoobenthos). M.—SPb.: Tovarihshestvo nauchnykh izdaniy KMK (Publ.). 457 p. (in Russ.)
- Andrén T., Björck S., Andrén E. et al. (2011). The development of the Baltic Sea basin during the last 130 ka. *The Baltic Sea Basin. Springer-Verlag Berlin Heidelberg*. J. Harff (Ed.). P. 75–97. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_4)
- Badiukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A. et al. (2007). Analysis of the geological structure of the Curonian Spit (Baltic Sea) in order to clarify its development history. *Okeanologiya*. Iss. 47. No. 4. C. 594–604. (in Russ.)
- Badiukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A. et al. (2010). Structure of the root part of the Curonian Spit. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 5. P. 53–59. (in Russ.)
- Bitinas A. (2007). The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene Glaciations to the evolution of Baltic Sea. *The INQUA Peribaltic Field Symposium Guidebook*. Vilnius. 110 p.
- Björck S. (2008). The late Quaternary development of the Baltic Sea basin. In: Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. The BACC Author Team (Eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P. 398–407.
- Blazhchishin A.I. (1998). Paleogeografiya i evolyutsiya pozdnechetvertichnogo osadkonakopleniya v Baltiiskom more (Paleogeography and the evolution of late fame sedimentation in the Baltic Sea). Kaliningrad: Jantarnyj skaz (Publ.). 160 p. (in Russ.)
- Blazhchishin A.I., Litvin V.M., Lukoshevichyus L. et al. (1970). New data on the topography of the bottom and the structure of the sedimentary thickness of the central part of the Baltic Sea. *Baltika*. Iss. 4. P. 145–168. (in Russ.)
- Borisova O.K. (2021). Landscape and climatic conditions in the central East European Plain in the last 22 thousand years: Reconstruction based on paleobotanical data. *Water Resources*. Vol. 48. Iss. 4. P. 886–96. <https://doi.org/10.1134/s0097807821060038>
- Davydova N.N. (1985). Diatomovye vodorosli — indikatory prirodnykh uslovii vodoemov v golotsene (Diatheomic algae — indicators of the natural conditions of reservoirs in the Holocene). Leningrad: Nauka (Publ.). 244 p. (in Russ.)
- Dorokhov D.V., Lugovoy N.N., Dorokhova E.V. et al. (2022). Morphology and origin of the palaeo cliff area in the Sambia Peninsula nearshore (SE Baltic Sea). *Quat. Int.* Vol. 630. P. 17–33. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.025>
- Gelumbaускаite L.Z. (2009). Character of sea level changes in the subsiding south-eastern Baltic Sea during Late Quaternary. *BALTICA*. Vol. 22. Iss. 1. P. 23–36.
- Gudelis V.K. (1961). General features of the development of the sea coast of the Eastern Baltic States in the late and post-ethnic time. *Trudy IGAN ESSR*. Vol. VIII. P. 89–95. (in Russ.)

- Haslett J., Parnell A.C. (2008). A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *J. of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*. Vol. 57. Iss. 4. P. 399–418.
- Ignatova E.A., Ignatov M.S., Fedosov V.E. et al. (2011). *Kratkii opredelitel' mokhoobraznykh Podmoskov'ya* (A brief determinant of the mosses of the Moscow Region). Moscow: Tovarishchestvo nauchnykh izdaniy KMK (Publ.). 320 p. (in Russ.)
- Jakobsson M., Björck S., Alm G. et al. (2007). Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change*. Vol. 57. P. 355–370. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.006>
- Kabailienė M.V. (1967). Development of the Kuršu Mares Spit, the Neman delta and coastal marshes. *Trudy IG AN ESSR*. Vol. 5. P. 181–207. (in Russ.)
- Khokhutkin I.M., Vinarski M.V. (2013). Molluski Urala i priligaushikh territorii. Semeistva Acroloxidae, Physidae, Planorbidae (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeiformes). Chast' 2 (Molluscs of the Urals and adjacent territories. Families Acroloxidae, Physidae, Planorbidae (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeiformes). Part 2. Ekaterinburg: Goschitskiy. 184 p. (in Russ.)
- Kvasov D.D., Bakanova I.P., Davydova N.N. (1970). The main issues of the Lateland History of the Eastern Baltic. *BALTICA*. Iss. 4. P. 65–92. (in Russ.)
- Lugovoi N.N. (2022). Activation of Coastal erosion of Kaliningrad Peninsula in XXI century: manifestations, causes, forecast. *Rossiya v Desyatiletii OON nauk ob okeane (Tezisy dokladov na Pervoi Vseros. nauch.-prakt. konf. s mezhdunar. uch. "Rossiya v Desyatiletii OON nauk ob okeane")*. Moscow: MIREA–Rossiyskii tekhnologicheskii universitet (Publ.). P. 117–119.
- Lukoshevichyus L.S., Gidelis V.K. (1974). Subaquatic late and post-glacial ancient shorelines of the Southeast Sectors of the Baltic Sea (Paleoholocene formations zones). *Baltika*. Iss. 5. P. 113–118. (in Russ.)
- Makarova Je.P., Kazanov Ju.V. (Eds.). (1969). *Geologicheskaya karta SSSR (karta chetvertichnykh otlozhenii)*, masshtab 1:200 000, seriya Pribaltiiskaya, N-34-VIII, IX (Geological map of the USSR (quarterly deposits map), scale 1:200 000, Baltic series, N-34-VIII, IX). Leningrad: Aerogeologiya (Publ.). (in Russ.)
- Mojski J. (2000). The evolution of the southern Baltic coastal zone. *Oceanologia*. Vol. 42. Iss. 3. P. 285–303.
- Napreenko M.G., Napreenko-Dorokhova T.V., Subetto D.A. et al. (2019). Primary marsh formation as a special way of coastal marsh development in the South-Eastern Baltic region in connection with fluctuations of the Littorine Sea level. *Mat-ly konf. "X Galkinskii Chleniya" (Mat-ly konf. "X Galkin Readings")*. Sankt-Petersburg: SPbGETU LETI (Publ.). P. 136–138. (in Russ.)
- Napreenko-Dorokhova T.V., Napreenko M.G., Sosnina I.A. et al. (2020). Study of bottom sediments of wetland ecosystems of the Curonian Spit. *Problemy izucheniya i okhrany prirodnogo i kul'turnogo naslediya natsional'nogo parka "Kurshskaya kosa"*. Sb. Nauch. Statei. Kaliningrad: BFU im. I. Kanta (Publ.). P. 150–160.
- Petrov O.V., Spiridonov M.A. (Eds.). (2010). *Atlas geologicheskikh i ekologo-geologicheskikh kart Rossiiskogo sektora Baltiiskogo morya* (Atlas of geological and environmental-geological maps of the Russian sector of the Baltic Sea). St. Petersburg: FGUP VSEGEI (Publ.). 19 p. (in Russ.)
- R Core Team. (2021). R: A language and environment for statistical computing. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria*. <https://www.R-project.org/>
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. No. 62. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rosentau A., Bennike O., U'scinowicz S. et al. (2017). The Baltic Sea Basin. *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf: Quaternary Paleoenvironments, First Edition*. John Wiley & Sons Ltd. P. 103–133.
- Ryabchuk D.V., Sergeev A., Sivkov V. et al. (2016). Main trends of the Sambian coastal system (south-eastern Baltic) development: Holocene lithodynamics and recent coastal processes. *Managing risks to coastal regions and communities in a changing world*. [https://doi.org/10.31519/conferencearticle\\_5b1b937c2e1840.32322222](https://doi.org/10.31519/conferencearticle_5b1b937c2e1840.32322222)
- Sergeev A.Y. (2015). *Istoriya geologicheskogo razvitiya Kurshskoi kosi v golotsene i sovremennye litodinamicheskie protsessy v beregovoi zone* (History of geological development of the Curonian Spit in Holocene and modern lithodynamic processes in the coastal zone). PhD thesis. Saint-Petersburg: FGUP VSEGEI (Publ.). 23 c.
- Uscinowicz S. (2003). Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic. *Polish Geological Institute Special Papers*. Vol. 10. P. 1–79.
- Vassiljev Yu., Saarse L. (2013). Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bull. Geol. Soc. Finl*. Vol. 85. P. 9–18.
- Welter-Schultes F.W. (2012). *European non-marine mollusks, a guide for species identification*. Planet Poster Editions, Göttingen. 679 p.
- Zazovskaya E.P. (2016). Radiocarbon dating – current state, problems, development prospects in archeology. *Vestn. arkheologii, antropologii i etnografii*. No. 1. P. 151–164. (in Russ.) <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2016-32-1-151-164>
- Zhindarev L.A., Lugovoi N.N. (2016). Prognostic assessment of evolution of sandy shores of inland seas under conditions of their level increase. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 27–34. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-4-27-34>

**ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ**

УДК 551.4.03:556.55(470.25)

**СТРОЕНИЕ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ  
И БАТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ<sup>#</sup>**

© 2023 г. А. О. Аксенов<sup>1,2,\*</sup>, А. Е. Рыбалко<sup>1,3,4</sup>, М. А. Науменко<sup>5</sup>,  
М. Ю. Токарев<sup>6</sup>, Д. А. Субетто<sup>4,7,8</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>5</sup>Институт озераедения СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>6</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>7</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>8</sup>Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

\*E-mail: aksenov2801@gmail.com

Поступила в редакцию 31.01.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Несмотря на то, что за последние 70 лет накоплен большой объем данных о геологическом строении, четвертичном покрове и донных осадках крупнейшего в Европе Ладожского озера, геоморфологические особенности дна водоема изучены весьма слабо. Как правило, описание рельефа сводится к краткой характеристике морфометрических параметров и крупных элементов поверхности дна. В настоящем исследовании представлены принципиально новые сведения о геоморфологии дна Ладожского озера. На основе данных сейсмоакустического профилирования сверхвысокого разрешения, собранных в 2014 и 2015 гг., а также цифровой батиметрической модели котловины водоема в настоящей статье представлена новая интерпретация геоморфологических особенностей дна Ладожского озера. В результате интерпретации сейсмических данных, а также анализа морфологии путем полуавтоматической классификации параметров цифровой батиметрической модели (индекса батиметрической позиции и уклона) были выделены и охарактеризованы 6 генетических типов рельефа — денудационный конструктурный, эрозионный субаквальный, озерный, ледниковый, флювиогляциальный краевой, ледниково-озерный. Выделены формы мезо- и макрорельефа, такие как равнины, возвышенности, гряды, впадины, ложбины, долины. Подтверждено наличие признаков неотектонических вертикальных блоковых движений к северу от Валаамского архипелага, прослежены краевые образования невиской стадии осташковского оледенения в центральной части озера, представленные в виде форм водно-ледникового происхождения (озы и конуса выноса). Охарактеризованы условия и формы послеледникового рельефообразования в условиях ледниково-озерной и озерной седиментации. Выявленные особенности отражены в составленной авторами новой геоморфологической схеме масштаба 1:1 000 000, основанной на морфогенетическом принципе аналитического геоморфологического картирования.

**Ключевые слова:** Ладожское озеро, геоморфология, геоморфологическая схема, сейсмоакустическое профилирование, цифровая батиметрическая модель, озы, ледниковые гряды

**DOI:** 10.31857/S2949178923040035, **EDN:** YBPSNE

**ВВЕДЕНИЕ**

Ладожское озеро (площадь акватории — 17765 км<sup>2</sup>, объем 848 км<sup>3</sup>) уже более 100 лет является объек-

том геологических (геологическое строение и тектоника котловины) и палеогеографических (развитие водоема в четвертичном периоде) исследований (Квасов и др., 1990). За последние 20 000—15 000 лет происходила деградация последнего оледенения, формирование самого озера и процесс его развития, сопровождавшийся многочисленными колебаниями уровня водоема. События, запечатленные в донных осадках за этот

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Науменко М.А. и др. (2023). Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 26–39. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040035>; <https://elibrary.ru/YBPSNE>

период времени, служат надежной основой для реконструкций развития палеогеографических условий в регионе.

Рельеф дна является интегральной формой сохранения информации об особенностях геологического развития подводных территорий, влияния современных геоморфологических процессов на преобразование (новообразование) черт устройства донной поверхности и является одним из ведущих факторов, обуславливающих особенности проявления четвертичного лито- и морфогенеза. Таким образом, необходимость изучения рельефа и геоморфологического картирования подводных территорий представляется безусловно актуальной, что подтверждается в нормативно-методических документах по проведению ГСШ-1000 (Методическое руководство..., 2009). Внедрение сейсмоакустических методов изучения морского и озерного дна открывает большие возможности перед геоморфологическими исследованиями и, в частности, для установления связей между морфологией и генетической интерпретацией форм донного рельефа, в том числе и в области ледниковой геологии.

Целью настоящей статьи является всесторонняя геоморфологическая характеристика донного рельефа Ладожского озера. Для достижения поставленной цели были выполнены интерпретация сейсмоакустических данных, а также морфологический анализ цифровой модели озера. На этой основе были выделены генетические типы рельефа котловины, описаны морфология, генезис и предполагаемый возраст основных форм рельефа. Все это нашло свое отражение в составленной авторами геоморфологической схеме масштаба 1:1 000 000.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

История изучения рыхлого покрова донных отложений и рельефа Ладожского озера насчитывает много лет. Планомерное изучение водоема началось в послевоенные годы и связано, прежде всего, с исследованиями Института озероведения АН СССР. Работы послевоенных лет, включавшие эхолотирование, а также отбор ковшовых и колонковых проб (с помощью трубки ГОИН длиной 1 м) были обобщены в монографии Н.И. Семеновича “Донные отложения Ладожского озера” (1965), где представлены данные о составе, свойствах и характере распределения донных осадков озера. По этим же колонкам были проведены биостратиграфические анализы (споропыльцевой и диатомовый), направленные исключительно на изучение голоценовых осадков (Абрамова и др., 1967; Давыдова, Трифонова, 1982; Давыдова, 1985).

В 1980-х гг. сотрудники ВСЕГЕИ вместе с Институтом озероведения АН СССР провели серию научных исследований на Ладожском озере, в которые впервые были включены методы сейсмоакустического профилирования для изучения строения четвертичного покрова. Одновременно был проведен геологический пробортбор с помощью грунтовых прямоточных трубок длиной до 5 м. Это позволило вскрыть не только голоценовые, но и подстилающие их отложения приледникового озера, а по результатам сейсмоакустического профилирования, основываясь на опыте Белого моря (Девдариани и др., 1993), сформулировать вывод о том, что разрез рыхлых отложений начинается с морены валдайского оледенения. Впервые установлены формы донного рельефа, указывающие на проявление неотектонических процессов (Амантов, Спиридонов, 1989). С начала 1990-х гг. появились обобщающие работы по результатам геолого-палеогеографических исследований озера (История Ладожского, Онежского..., 1990), строению донных отложений (Субетто и др., 1989), по палеолимнологическим реконструкциям на основе исследования донных отложений (Субетто, 2009). Первая схема распределения четвертичных отложений Ладожского озера, основанная на материалах ВСЕГЕИ и анализе многолетних исследований Института озероведения АН СССР, была опубликована в 1998 г. (Subetto et al., 1998).

Первое комплексное геоэкологическое исследование донных отложений и рельефа Ладожского озера было проведено в конце 1990-х гг. ВНИИОкеангеология (Щербаков и др., 2018). По материалам этих работ была выпущена монография “Геоэкология Ладожского озера” (1995), в которой кратко была охарактеризована геоморфология котловины озера. Там же была представлена первая геоморфологическая схема озера (Мусатов, 1995). На этой схеме были отражены различные по генезису поверхности, а также выделена сеть погребенных палеодолин.

В 2010-х гг. на акватории озера было проведено несколько экспедиций, которые затрагивали проблемы геоморфологии дна. Так, в 2013 г., в рамках российско-германского проекта “PLOT” были проведены площадные сейсмические исследования, результаты которых обобщены в статье (Lebas et al., 2021). По результатам этих исследований было выбрано место и пробурена глубокая скважина до глубины 22.75 м, в которой вскрываются голоценовые и верхнелепестовые отложения. Результаты анализа керна опубликованы в нескольких работах (Andreev et al., 2019; Gromig et al., 2019; Savelieva et al., 2019). Вопрос развития рельефа был затронут только в работе (Lebas et al., 2021).

Большой вклад в решение проблемы генезиса четвертичных отложений Ладожского озера и

связанных с ними форм донного рельефа был внесен А.В. Амантовым. Проанализировав многочисленные материалы ВСЕГЕИ, которые были получены методом непрерывного сейсмоакустического профилирования с электроискровым источником, а также многочисленные геологические и батиметрические материалы, он составил карту типов рельефа дна и пришел к выводу, что основным фактором развития котловины выступает ледниковая денудация. Сама котловина представляется “равнинным цирком ледникового щита” (Амантов, Амантова, 2014, с. 12). При этом авторами отрицалась активная роль неотектонических движений в формировании дна озера. Составленная А.В. Амантовым геологическая карта Ладожского озера (Амантов, 2014) является до сих пор основным источником информации о структурных факторах, влияющих на формирование его современного подводного рельефа.

Значительный вклад в изучение рельефа дна Ладожского озера внесло составление детальной цифровой батиметрической модели, которая послужила на долгие годы основным источником информации об особенностях морфометрии озерного дна (Науменко, 2013; Naumenko, 2020).

Приведенные выше публикации и взгляды легли в основу геоморфологической схемы масштаба 1:2500000, составленной во ВСЕГЕИ в рамках ГК-1000/3 (лист Р-(35),36-Петрозаводск) (Государственная геологическая карта..., 2015). В пределах Ладожского озера выделяются несколько форм поверхности дна. Северная часть представлена холмисто-грядовыми равнинами, центральная — волнистой озерной равниной, южная — плосковолнистыми ледниково-озерными равнинами и террасами. Южное и восточное побережье окаймляют холмисто-увалистые равнины. В этом случае большую часть поверхности, как принято для внутриконтинентальных водоемов, обозначают озерной равниной. Эта схема упрощенно описывает рельеф Ладожского озера, но, тем не менее, позволяет представить геоморфологическое строение озерной котловины и проследить основные этапы ее формирования.

В 2014–2015 гг. ЦМИ МГУ в содружестве с СПбГУ и Институтом водных проблем Севера Карельского научного центра РАН были проведены геофизические исследования четвертичного покрова Ладожского озера. По материалам этих рейсов П.Ю. Беляевым была составлена геоморфологическая схема Ладожского озера (2020). Данная схема была основана только на материалах сейсмоакустического профилирования и геологического пробоотбора, без применения цифровой батиметрической модели. Тем не менее, в отличие от предшественников, эта схема стала более подробной, выделены гряды различного ге-

незиса, равнины, погребенные долины и гравитационные формы рельефа.

Таким образом, в настоящее время накопилось большое количество новых данных для полноценного описания геоморфологического строения дна Ладожского озера.

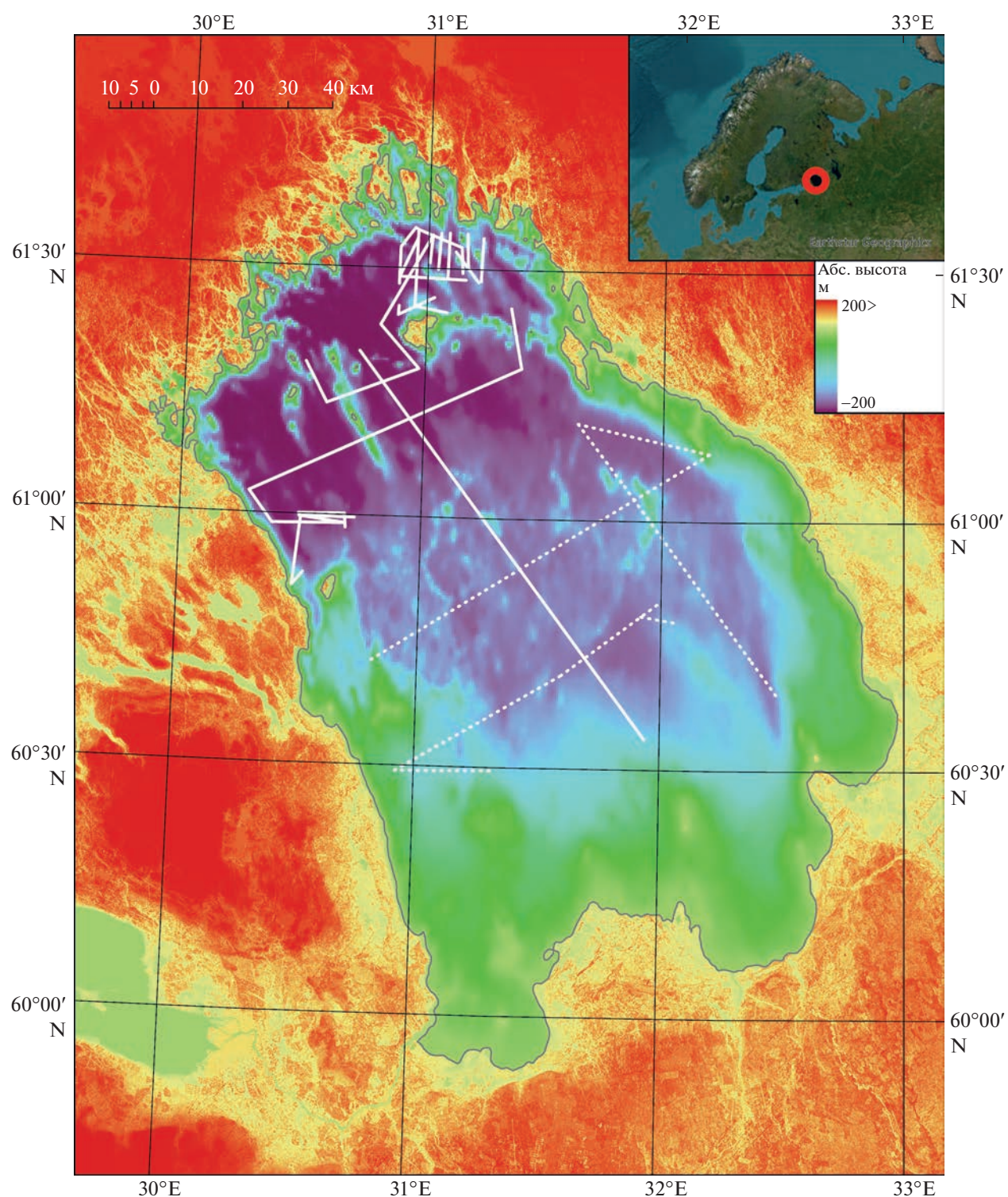
## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основными материалами для статьи послужили данные многоканального сейсмоакустического профилирования сверхвысокого разрешения (Рыбалко и др., 2015; Егорова и др., 2017; Рыбалко и др., 2017), цифровая батиметрическая модель Ладожского озера, созданная в Институте озероведения СПб ФИЦ РАН (Naumenko, 2020; Науменко, 2013), а также материалы ранее выполненных исследований (Мусатов, 1995; Амантов, Амантова, 2014; Беляев, Рыбалко, Субетто, 2020).

В 2014 и 2015 г. на акватории Ладожского озера были получены сейсмоакустические данные при помощи 16-канальной косы и источников сигнала “Бумер” (частота излучения — 1.25–2 кГц) и “Спаркер” (частота излучения — 300–700 Гц). В 2014 г. было получено 780 км профилей, в 2015 г. — 410 км (рис. 1).

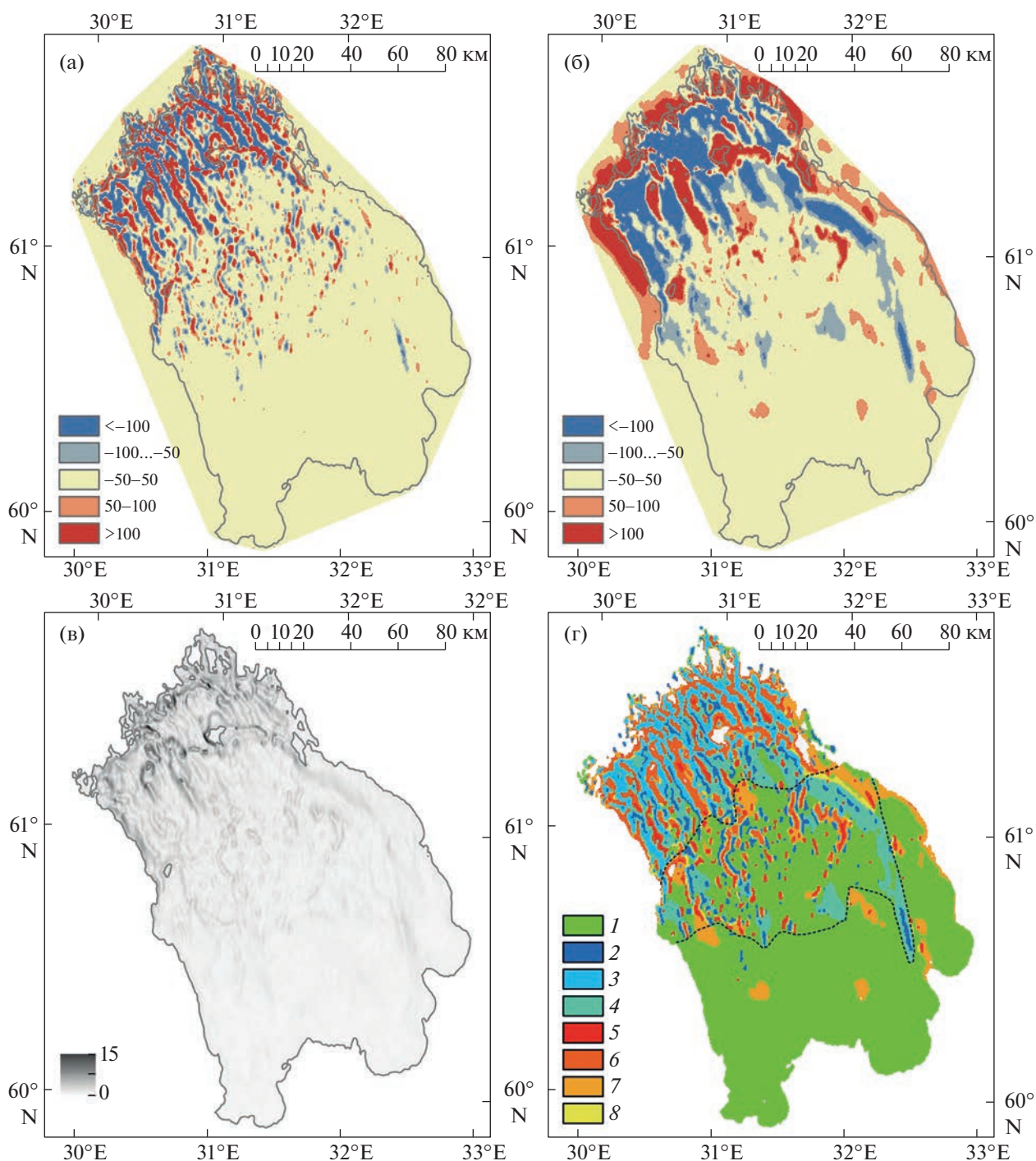
Интерпретация сейсмических данных произведена в программном обеспечении IHS The Kingdom Software 2015. На основе анализа волновых картин, выделения отражающих горизонтов и представлений о строении четвертичного покрова озера, а также используя данные интерпретационного пробоотбора, было выделено 5 сейсмических комплексов. Для расчета расстояния, пройденного сейсмическим сигналом, использовалась скорость прохождения сигнала в воде в районе 1500 м/с, скорость прохождения сигнала в четвертичных отложениях — 1600 м/с.

Батиметрические данные представлены в виде цифровой батиметрической модели с разрешением 500 м (рис. 1). Данная модель выполнена в результате интерполяции значений глубин с батиметрических карт (Naumenko, 2020). Анализ морфологии дна заключался в выделении поверхностей методом полуавтоматической инструментальной классификации рельефа. По батиметрическим данным были рассчитаны два морфометрических показателя: индекс батиметрической позиции (в двух вариациях — крупномасштабной (рис. 2, (а)) и мелкомасштабной (рис. 2, (б)), а также уклон дна (рис. 2, (в)). Индекс батиметрической позиции — это показатель, рассчитываемый как разница между значением глубины в ячейке модели рельефа и значением средней глубины в окрестности, задаваемой двумя радиусами — внутренним и внешним (Lundblad et al., 2006). Полученные значения приводятся к стандартизированной по среднеквадратичному отклонению ( $\sigma$ ) шкале, где



**Рис. 1.** Карта фактического материала. Цифровая батиметрическая модель Ладожского озера, совмещенная с цифровой моделью рельефа ASTER GDEM v.003 (<https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>), с положением сейсмических профилей. Сплошной линией показаны профили 2014 г., пунктирной – профили 2015 г.

**Fig. 1.** The map of fact material. Lake Ladoga digital bathymetric model merged with digital elevation model ASTER GDEM v.003 (Tachikawa et al., 2011) with location of seismic profiles. Solid line is for 2014 profiles, dotted line is for 2015 profiles.



**Рис. 2.** Распределение крупномасштабного (а) и мелкомасштабного (б) индексов батиметрической позиции, значений уклона, град. (в) и поверхности, выделенные при помощи полуавтоматической классификации (г). *Равнинные поверхности:* 1 – субгоризонтальные; *поверхности впадин и ложбин:* 2 – субгоризонтальные, 3 – вдолькилевые субгоризонтальные, 4 – склоновые; *поверхности гряд и возвышенностей:* 5 – субгоризонтальные, 6 – вдольребневые субгоризонтальные, 7 – склоновые; *промежуточные поверхности:* 8 – склоновые. Пунктирными линиями выделены границы морфологических районов.

**Fig. 2.** (a) – broad-scale bathymetric position index distribution; (б) – fine-scale bathymetric position index distribution; (в) – slope values distribution, °; (г) – areas defined by semi-automated classification. *Plain surfaces:* 1 – subhorizontal. *Hollows and depressions surfaces:* 2 – subhorizontal; 3 – along-thalweg subhorizontal; 4 – slope. *Ridges and heights surfaces:* 5 – subhorizontal; 6 – along-ridge subhorizontal; 7 – slope. *Mediate surfaces:* 8 – slope. Morphological areas borders are contoured with dashed lines.

0 — нулевое значение  $\sigma$ , 100 — положительное значение  $\sigma$ , —100 — отрицательное значение  $\sigma$ . Для крупномасштабного индекса использованы радиусы 1 км и 2.5 км соответственно, для мелко-масштабного — 6 км и 12 км. Для создания классификации использовался инструмент Benthic Terrain Modeller (Walbridge и др., 2018).

Составление геоморфологической схемы выполнено в ArcMap 10.8 (ESRI ArcGIS) на основе морфогенетического принципа аналитического геоморфологического картирования, заключающегося в отображении генетически однородных поверхностей. Выделенным при помощи морфологического анализа поверхностям присваиваются происхождение и относительный возраст на основе корреляции с сейсмоакустическими данными.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

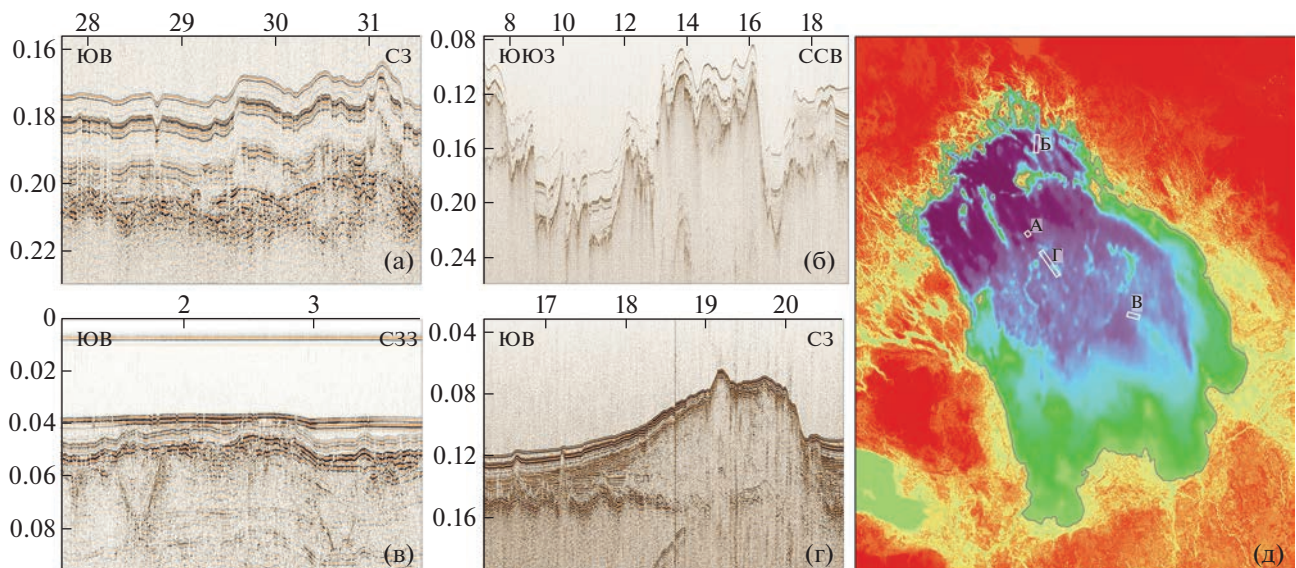
**Морфология дна.** По результатам классификации рельефа было выделено 8 типов поверхностей (рис. 2, (г)), различающихся по относительной высоте и уклону. Мы можем наблюдать 3 четко выделяющихся зоны, в общих чертах соответствующих морфоструктурным районам, выделенным Е.Е. Мусатовым (1995): Северо-Ладожскому, Центрально-Ладожскому и Южно-Ладожскому. Южно-Ладожская зона представлена пологой равниной на глубинах от 0 до 50 м. На ней выделяются несколько поднятий высотой до 15 м.

Центрально-Ладожская зона представляет собой равнинную поверхность на глубинах от 50 до 80–100 м, осложненную положительными и отрицательными линейными формами северо-западной

и северо-восточной ориентировки (рис. 2, (г)). Относительная высота положительных форм (гряд и холмов) составляет 20–30 м. Глубина отрицательных форм (ложбин) — около 5–15 м. Вдоль восточного края Центрально-Ладожской зоны прослеживается крупная дугообразная впадина. Глубина впадины увеличивается от 15 до 30 м (с юга на север), а ширина — от 2 до 10 км.

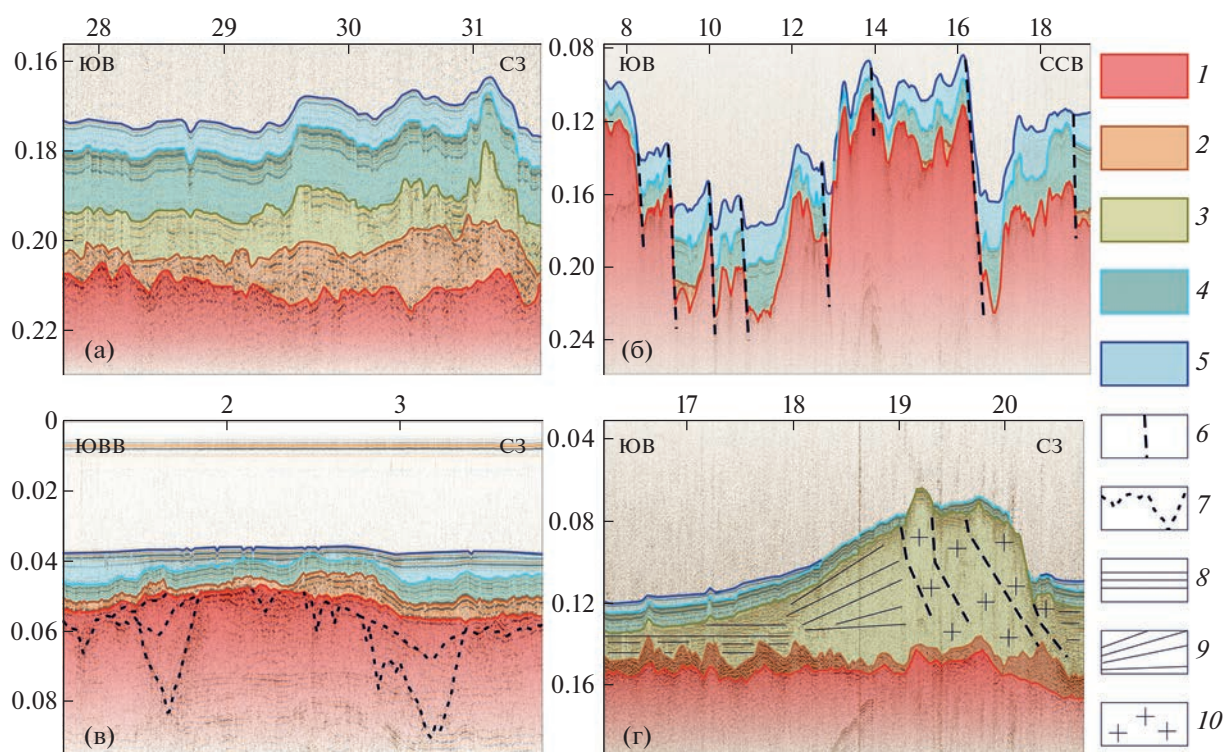
Северо-Ладожская зона сформирована чередованием линейно вытянутых положительных форм (гряд и возвышенностей) северо-западной ориентировки, и отрицательных форм (впадин и ложбин) (рис. 2, (г)). Перепады глубин составляют от 20 до 80 м. Наиболее крупная гряда расположена примерно в центре Северо-Ладожской зоны. Ее относительная высота достигает 140 м. Наиболее глубокие впадины (>200 м) наблюдаются вдоль северного борта котловины. Мы можем выделить некоторые различия между западной и восточной частями зоны. В западной части линейные формы имеют более извилистый в плане облик, при этом характеризуются большой шириной — от 3 до 8 км. В восточной, напротив, линейные формы прямые, а их ширина достигает 3–4 км в среднем. Кроме того, в восточной половине выделяется группа возвышенностей, имеющих северо-восток-восточную ориентировку. Они формируют острова Валаамского архипелага. Относительная высота этих поднятий достигает 100 м.

**Сейсмостратиграфия четвертичных отложений Ладожского озера.** В основу геоморфологических построений были положены данные сейсмоакустики высокого разрешения (рис. 3), которые позволили построить сейсмостратиграфический



**Рис. 3.** Фрагменты сейсмических профилей, иллюстрирующие наиболее характерные формы донного рельефа Ладожского озера, без интерпретации (а–г) и положение фрагментов (д). По горизонтальной шкале — расстояние от начала профиля, км; по вертикальной — двойное время прохождения сейсмического сигнала, с.

**Fig. 3.** Seismic profiles fragments with typical bedforms of Lake Ladoga, without interpretation (a–g) and fragments location (д). Horizontal scale — offset, m; vertical scale — Two-way time of seismic signal, s.



**Рис. 4.** Фрагменты сейсмических профилей с частичной интерпретацией. По горизонтальной шкале — расстояние от начала профиля, км; по вертикальной — двойное время прохождения сейсмического сигнала, с. (а) — типовой разрез четвертичных отложений; (б) — денудационные конструктивные гряды и впадины северной части котловины со сбросовыми неотектоническими нарушениями; (в) — ледниково-озерные равнины южной части котловины, в основании которых наблюдаются погребенные долины с несколькими этапами врезания; (г) — грядово-ложбинные равнины центральной части котловины с краевыми водно-ледниковыми образованиями. 1 — СК1; 2 — СК2; 3 — СК3; 4 — СК4; 5 — СК5; 6 — предполагаемые тектонические деформации; 7 — эрозионные контакты; 8 — субгоризонтальная слоистая волновая картина; 9 — наклонная клиноформная волновая картина; 10 — хаотическая волновая картина.

**Fig. 4.** Interpreted seismic profiles sections. Horizontal scale — offset, m; vertical scale — Two-way time of seismic signal, m/s. (a) — typical quaternary section; (б) — Denudative structural ridges and hollows of the northern part of the basin with neotectonic fault deformations; (в) — lacustrine glacial plains of the southern part of the basin, at the basement of which buried valleys with several incision cuts are witnessed; (г) — glacial plain with ridges and hollows and marginal water-glacial formations. Legend: 1 — seismic unit 1; 2 — seismic unit 2; 3 — seismic unit 3; 4 — seismic unit 4; 5 — seismic unit 5; 6 — assumed tectonic deformations; 7 — erosional cuts; 8 — subhorizontally layered seismic structure; 9 — inclined clinoform seismic structure; 10 — chaotic seismic structure.

разрез четвертичных отложений и подстилающих коренных пород. Всего было выделено 5 сейсмических комплексов (СК) (рис. 4, (а)). В основании разреза лежит комплекс, характеризующийся высокоамплитудными, наклонно ориентированными, поднимающимися по направлению с юга на север, рефлекторами (СК1). Видимая мощность этой толщи достигает 20 м. Контакт с вышележащим комплексом характеризуется угловым несогласием, проводится по смене волновой картины. Предполагается, что этот комплекс представлен дочетвертичными породами архей-кембрийского возраста (Амантов, 2014).

Комплекс СК2 характеризуется хаотической волновой картиной с короткими, разноориентированными высокоамплитудными рефлекторами (рис. 4, (а)). Соответствующие ему отложения залегают спорадически: они могут как образовать

аккумулятивные тела мощностью до 20 м, так и выклиниваться из разреза. Средняя мощность — 15–20 м. Они перекрываются вышележащими осадками с угловым несогласием. По характеру залегания и типу волновой картины мы можем определить отложения СК2 как основную морену осташковской эпохи (поздний валдай, МИС 2) (Subetto et al., 1998).

Волновая картина комплекса СК3 весьма разнообразна. На равнинных участках этот комплекс имеет субгоризонтально-слоистый и хаотический полупрозрачный тип записи. В понижениях рельефа тип записи меняется на субгоризонтально-слоистый, заполнения. Положительные аккумулятивные тела, сложенные СК3, состоят из сменяющих друг друга субгоризонтально-слоистых, наклонно-слоистых клиноформных и хаотических полупрозрачных фаций (рис. 4, (г)). Контакт

с отложениями верхнего комплекса несогласный. Отложения СКЗ имеют ограниченное распространение в пределах котловины Ладожского озера и, в основном, локализованы в центральной части котловины. Мощность их на равнинах составляет около 10 м, а в понижениях и аккумулятивных телах может достигать 50 м. По результатам бурения российско-германского проекта PLOT (Andreev et al., 2019; Ludikova et al., 2021) отложения СКЗ представлены мелководными фациями озерного бассейна верхнемикулинского-нижневалдайского возраста. Однако волновая картина СКЗ не позволяет трактовать эти отложения как бассейновые, поскольку для таких толщ не характерен хаотический тип записи, так же, как и формирование положительных аккумулятивных тел. Предложенная версия о субгляциальной экзарации доледниковых отложений (Lebas et al., 2021) с формированием положительных аккумулятивных тел — ледниковых холмов (hummocks) также не позволяет объяснить присутствие субгоризонтально-слоистых и наклонно-слоистых клиноформных сейсмофаций в этих телах. Поэтому мы предлагаем интерпретировать СКЗ как прогляциальный комплекс отложений, представленный различными фациями: ледниково-озерными проксимальными (характеризующимися субгоризонтальной слоистостью), флювиогляциальными фациями (с наклонной клиноформной слоистостью) и фациями абляционных и краевых морен (хаотическая полупрозрачная запись). Подробно о происхождении и возрасте аккумулятивных форм, сложенных отложениями СКЗ, будет сказано ниже.

Осадочные образования СК4 распространены по всей котловине Ладожского озера. Для них характерна субгоризонтально-слоистая волновая картина. При этом амплитуды осей синфазности увеличиваются от подошвы к кровле. Мощность осадков СК4 составляет от 5 (Южно-Ладожская зона) до 35 м (Северно-Ладожская зона). Верхний контакт выделяется по параллельному несогласию. По данным (Gromig et al., 2019) отложения СК4 сопоставляются с ледниково-озерными ленточными глинами, формировавшимися с 13900 до 11380 л. н.

Венчают разрез отложения СК5. Их волновая картина определяется низкоамплитудными субгоризонтально-слоистыми рефлексорами. Средняя мощность составляет 10–15 м, а максимальная достигает 30 м в Северно-Ладожской зоне. Эта толща трактуется как озерные осадки голоценового возраста (Gromig et al., 2019).

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

В результате анализа морфологии донной поверхности и волновой картины были выделены

2 денудационных и 4 аккумулятивных типа донного рельефа. Типы рельефа делятся на 16 генетически однородных поверхностей, которые были отображены на геоморфологической схеме Ладожского озера масштаба 1:1000000 (см. доп. материал)<sup>1</sup>. Кроме того, были обозначены характерные линейные и точечные элементы, тектонические нарушения.

**Денудационный структурный рельеф.** Распространен в северной части озера, где кристаллические породы Балтийского щита предопределяют сложный рисунок поверхности дна с большими перепадами глубин. Геологическое строение этой части предопределено тремя комплексами коренных пород: нерасчлененным комплексом пород архейского и нижнепротерозойского возраста, верхнепротерозойскими (рифейскими) нерасчлененными породами и раннерифейским силлом (Амантов, 2014), вследствие чего этот рельеф можно подразделить на 3 зоны.

Грядово-увалистые (фиардово-шхерные) равнины, сложенные архейскими и раннепротерозойскими породами, обрамляют северную часть котловины. По сути, являются продолжением рельефа суши и представляют собой расчлененные поверхности с чередованием гряд и желобов, вытянутых в северо-западном направлении. Глубины в среднем не превышают 20 м, но могут достигать 50–70 м. В отрицательных формах рельефа происходит накопление голоценовых илов. На более мелководных участках происходит денудация ледниковых и ледниково-озерных осадков.

Нижнерифейскими метаморфическими нерасчлененными породами сложены гряды, возвышенности, впадины и ложбины, формирующие большую часть площади денудационного структурного типа рельефа. Вместе они формируют гребенчатый облик поверхности дна (рис. 4, б) с север-северо-западной и северо-западной ориентировкой форм. Средние уклоны достигают здесь 3.5–4°. Накопление осадков во впадинах сглаживает расчлененность рельефа. Поверхность гряд и возвышенностей сложена ледниковыми или ледниково-озерными отложениями, высота их может достигать 140–150 м. Впадины и ложбины, наравне с нефелоидными озерными равнинами (см. ниже), являются основными бассейнами осадконакопления. Мощность четвертичных отложений в таких впадинах может достигать 100 м, а максимальная мощность голоценовых осадков — до 30 м.

Для данного района характерны проявления дифференцированных неотектонических движений, сопровождаемых возникновением оползней и смещением четвертичных толщ по вертикали

<sup>1</sup> Дополнительный материал публикуется на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>

(рис. 4, (б)). Однако о голоценовых движениях можно с уверенностью говорить лишь на участке между Валаамским архипелагом и шхерным северным берегом. Смещения толщи современных озерных осадков (до 30 м), инверсия аккумулятивных процессов (на более высоких участках большие мощности осадков) указывают на конседиментационный характер этих движений. Тектонические движения имеют место и по сей день, что подтверждается данными о сейсмических событиях, зафиксированных в Приладожье (Ассиновская, 2005). На остальной территории наблюдаются следы нарушений в толщах ледниково-озерных отложений, что, вероятно, свидетельствует о затухании этих движений на рубеже позднего неоплейстоцена-голоцена.

Последний подтип представлен массивами, грядами и возвышенностями, залегающими на нижнерифейских интрузивных телах — Валаамском силле (Свириденко, Светов, 2008), а также дайках Валаамско-Староладожской и Видлицко-Свирской зон (Амантов, 2014). Относительная высота этих форм под водой достигает 130 м. Валаамский массив представляет собой комплекс гряд и возвышенностей. Северная часть массива представляет собой структурную, относительно пологую террасу с мощностью четвертичных осадков до 15 м. Склоны ограничены резкими уступами, уклоны которых достигают  $50^\circ$  (Науменко и др., 2019). Большой уклон склонов приводит к возникновению гравитационных процессов (Науменко и др., 2022). Возвышенности дайковых зон представляют собой островершинные точечные формы с пологим юго-западным склоном, где происходит накопление осадков, и крутым северо-западным.

**Эрозионный субаквальный рельеф.** Это открытые и погребенные эрозионные долины. Они, в большинстве своем, локализованы в южной и центральной частях озера, где они протягиваются с юго-востока на северо-запад. Длина русел варьируется от 5 до 25 км, а глубина может достигать 30 м. Встречаются долины как с U-образным, так и с V-образным поперечным профилем. Эти формы рельефа развиты до глубины 120–130 м. Предполагается, что погребенные долины заполнены аллювиальными либо флювиогляциальными отложениями. Иногда в толще этих осадков можно наблюдать эрозионные контакты, что свидетельствует о нескольких этапах врезания (рис. 4, (в)). Погребенные долины также были выделены в публикациях (Мусатов, 1995) и (Амантов, Амантова, 2014).

**Озерный нефелоидный рельеф.** Озерные нефелоидные равнины располагаются в северной части котловины. Разрез представлен последовательностью ледниковых, ледниково-озерных и озерных отложений. Располагаются на глубинах

от 80 до 220 м. Максимальные уклоны составляют  $0.4^\circ$ . По сравнению со структурными впадинами и ложбинами, мощность озерных осадков здесь меньше — до 20 м с средней мощностью 10–15 м.

**Ледниковый рельеф.** Центральную часть озера занимает грядово-ложбинная ледниковая равнина (рис. 4, (г)). Она располагается на глубинах от 50 до 80–100 м. В основании разреза повсеместно залегают ледниковые отложения с прогляциальным комплексом. Поверхность равнины волнистая, при этом неровности частично сглажены ледниково-озерными отложениями. Озерные осадки здесь представлены спорадически и имеют малые мощности. Характерной чертой равнины являются гряды различной ориентировки, которые будут описаны ниже.

К ледниковому типу рельефа также относятся гряды, холмы и возвышенности, расположенные по южной и восточной периферии озера. Располагаются на повышении фундамента, вследствие чего не покрыты озерно-ледниковыми или озерными осадками. Сложены ледниковыми отложениями последнего ошашковского оледенения, накопление которых завершилось около 16000–14000 л. н. (Subetto et al., 1998). Относительная высота этих форм составляет 5–15 м, уклон — около  $5^\circ$ .

**Флювиогляциальный рельеф краевых образований.** Распространен в центральной части озера, преимущественно на глубинах 50–70 м. Представлен вытянутыми в северном и северо-западном направлениях озовыми грядами. Их относительная высота составляет 20–30 м, длина — до 8–11 км. Характеризуются островершинным гребнем, в поперечном разрезе имеют вид линзовидных тел. Иногда тела озв наследуют палеодолины. Эти формы сложены отложениями СКЗ с полупрозрачной хаотической волновой картиной.

Отдельно выделяются гряды и крупные холмы, ориентированные перпендикулярно озам. Южные склоны этих форм пологие, северные крутые. Высота также достигает 20–30 м. В разрезе их южные части сложены субгоризонтально-слоистыми фациями СКЗ, которые в направлении на север меняют волновую картину на наклонно-слоистую клиноформную, а после на хаотическую. Иногда наблюдаются несколько гряд, следующих цепочкой друг за другом с юга на север. Такое строение характерно для конусов выноса талых ледниковых вод, формирующихся в зоне выхода талых вод из ледника (Dowdeswell et al., 2015). Сочетание озв с краевыми образованиями подробно описано на восточном побережье Ладожского озера (Ладожское озеро..., 1978). Подобные образования встречаются и в краевых ансамблях гряд Салпаусселькя (Fyfe, 2008). В котловине озера наблюдаются две крупные серии подобных форм: вдоль южного и северного краев

грядово-ложбинной ледниковой равнины. Вероятно, они связаны с двумя фазами невиской краевой стадии, границу которой традиционно проводят через озеро или по его южному побережью (Геоморфология и четвертичные..., 1969). Возраст этой стадии в смежных регионах (Эстония) датируется 13900–13200 л. н. (Saarse et al., 2012), однако возраст краевых образований на дне Ладожского озера, вероятно, несколько древнее, поскольку 13900 л. н. здесь уже началось накопление ледниково-озерных ленточных глин (Gromig et al., 2019).

**Ледниково-озерный рельеф.** Это наиболее пологие и мелководные равнины в южной части озера, сложенные ледниково-озерными ленточными глинами (рис. 4, (в)). Этот тип рельефа занимает большую часть поверхности дна водоема. Они расположены на глубинах от 0 до 50 м и характеризуются простым, двучленным строением разреза: на коренных породах, представленных осадочными породами платформенного чехла (СК1), залегают ледниково-озерные отложения (СК4). Однако с увеличением глубины, на изобатах 40–50 м в разрез вклиниваются отложения СК2 и СК5. Поверхность равнин осложнена реликтовыми береговыми формами типа абразионных террас и береговых валов (Aksenov et al., 2022). Также фиксируются эрозионные врезы: как погребенные под четвертичными осадками, так и открытые, вскрывающие ленточные глины. Формирование этих равнин происходило в период с 13900 по 11650 л. н. (Gromig et al., 2019).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований была составлена геоморфологическая схема Ладожского озера, описаны генетические типы, а также строение, морфология, происхождение и возраст форм рельефа. Установлено, что рельеф котловины представлен денудационным структурным, эрозионным субаквальным, озерным нефелоидным, ледниковым, флювиогляциальным рельефом краевых образований, а также ледниково-озерным типами рельефа. Северная часть озера, характеризующаяся наибольшими амплитудами глубин, представлена денудационным структурным грядово-ложбинным рельефом. Эта область является главным седиментационным бассейном с наибольшими мощностями голоценовых осадков. Здесь, на относительно плоских поверхностях формируются нефелоидные озерные равнины. Северная часть котловины также характеризуется наличием признаков голоценовых вертикальных тектонических смещений, которые наиболее ярко выражены к северу от Валаамского архипелага. Для центральной части озера характерен грядово-ложбинный ледниковый рельеф. Наиболее примечательными формами являются образования

флювиогляциального краевого происхождения (озы и конуса выноса талых ледниковых вод). Краевые формы образуют вытянутые с юго-запада на северо-восток гряды. Эти образования коррелируются с первой и второй фазами Невской краевой стадии около 14000 л. н. Южная часть озера является областью распространения пологих ледниково-озерных равнин, формировавшихся с момента отступления ледников из Ладожского озера вплоть до начала голоцена. Рельеф этих поверхностей осложнен береговыми и эрозионными реликтовыми формами.

Полученные данные в дальнейшем могут стать основой для детальных палеогеографических реконструкций как самого водоема, так и всего Северо-Западного региона РФ. Представленная здесь геоморфологическая схема может быть использована в рамках мониторинга содержания Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 — специальной программы Роснедра, которую в настоящее время возглавляет ВСЕГЕИ.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Геоморфологическая схема Р–(35), 36 (Ладожское озеро), масштаб 1:1 000 000 доступна по адресу: <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Центру морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова и Институту водных проблем Севера КарНЦ РАН за проведение сейсмоакустических работ. Исследование выполнено при поддержке РФФИ, (проект № 18-05-00303), РНФ (проект № 18-17-00176П), Госзадания Министерства просвещения РФ для РГПУ им. А.И. Герцена (VRFY 2023-0010), Института озерадения РАН — СПб ФИЦ РАН (FMNG-2019-0001), а также проектов СПбГУ (№ 18.42.1258.2014 и № 18.42.1488.2015).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова С.А., Давыдова Н.Н., Квасов Д.Д. (1967). История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // История Озер Северо-Запада / Мат-лы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17–20 ноября 1965 г.). К Междунар. симп. по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л.: Наука. С. 113–132.
- Амантов А.В. (2014). Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. № 58. С. 22–32.
- Амантов А.В., Амантова М.Г. (2014). Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. № 59. С. 5–14.
- Амантов А.В., Спиридонов М.А. (1989). Геология Ладожского озера // Советская геология. № 4. С. 83–86.

- Ассиновская Б.А. (2005). Сейсмические события на Ладоге в XX веке // Известия РГО. Т. 137. № 4. С. 70–77.
- Беляев П.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А. (2020). Геоморфология котловины Ладжского озера. Новые данные // Астраханский вестник экологического образования. Т. 59. № 5. С. 142–154. <https://doi.org/10.36698/2304-5957-2020-19-5-142-154>
- Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). (1969) / Под ред. Д.Б. Малаховского, К.К. Маркова. Л.: Наука. 256 с.
- Геоэкология Ладжского озера. (1995) / Под ред. В.Л. Иванова, В.И. Гуревич. СПб: ВНИИОкеангеология. 209 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Балтийская серия. Карта четвертичных образований. Лист Р-35(36). Петрозаводск. (2015) / Под ред. Ю.Б. Богданова. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2 л.
- Давыдова Н.Н. (1985). Диатомовые водоросли – индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. 244 с.
- Давыдова Н.Н., Трифонова И.С. (1982). Изменения в составе диатомовых комплексов и содержания хлорофила “а” в осадках разных районов озера / Антропогенное эвтрофирование Ладжского Озера. Л.: Наука. С. 202–206.
- Девдариани Н.А., Старовойтов А.В., Стручков В.А. и др. (1993). Типы волновой картины и условия залегания ледниковых отложений Белого и Баренцева морей по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. Т. 68. № 3. С. 117–122.
- Егорова Н.В., Рыбалко А.Е., Беляев П.Ю. и др. (2017). Итоги комплексных геолого-геофизических исследований на акватории Ладжского озера за 2014–2015 годы // Комплексные исследования Мирового океана / Мат-лы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. М: ИО РАН. С. 465–466.
- История Ладжского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (Серия: История озер СССР). (1989) / Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л.: Наука. 280 с.
- Ладжское озеро: Развитие рельефа и условия формирования рельефа котловины. (1978) / Под ред. А.Д. Лукашова, Г.С. Бискэ, Г.Ц. Лак. Петрозаводск: Карелия. 206 с.
- Методическое руководство по геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) в комплекте Госгеолкарты 1000/3. (2009) / Под ред. А.Г. Зинченко, А.Н. Ласточкина. СПб.: ВСЕГЕИ. 49 с.
- Мусатов Е.Е. (1995). Геоморфология // Геоэкология Ладжского Озера. СПб: ВНИИОкеангеология. С. 36–43.
- Науменко М.А. (2013). Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладжского озера на основе цифровой модели // Известия РАН. Сер. географическая. № 1. С. 62–72. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-62-72>
- Науменко М.А., Гузиватый В.В., Нестеров Н.А. и др. (2019). Морфометрические особенности подводного склона юго-западной части острова Валаам // ДАН. Т. 486. № 3. С. 371–374. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524863371-374>
- Науменко М.А., Гузиватый В.В., Дудакова Д.С. и др. (2022). Подводная морфоструктура Валаамского архипелага в Ладжском озере: первые видеоизображения и количественные оценки // ДАН. Науки о Земле. Т. 507. № 1. С. 126–131. <https://doi.org/10.31857/S268673972260117X>
- Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А. и др. (2017). Великие озера Европы – история развития, особенности геологического строения и их влияние на формирование современной геоэкологической обстановки // Озера Евразии: проблемы и пути их решения / Мат-лы 1-й Международной конференции (11–15 сентября 2017 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 609–616.
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю. (2015). Морской и озерный этапы развития Великих озер Европы (по данным сейсмоакустических исследований) // Геология морей и океанов / Мат-лы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС. С. 310–313.
- Свириденко Л.П., Светов А.П. (2008). Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладжского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 123 с.
- Семенович Н.И. (1965). Донные отложения Ладжского озера. Л.: Наука. 124 с.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: РГПУ им. А.И. Герцена. 343 с.
- Субетто Д.А., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. (1989). Общая характеристика донных отложений // История Ладжского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (Серия: История озер СССР) / Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л.: Наука. С. 35–42.
- Указ Президента Российской Федерации от 07.05.2018 г. № 204 [Электронный ресурс]. URL: <http://kremlin.ru/acts/bank/43027> (дата обращения: 30.01.2023).
- Щербаков В.А., Рыбалко А.Е., Иванова В.В. и др. (2018). Роль ВНИИОкеангеология в развитии геоэкологических исследований в шельфовых морях России и становлении нового вида геологоразведочных работ – мониторинга геологической среды шельфа // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеангеология. С. 523–534.
- Aksenov A.O., Krastel S., Rybalko A.E. et al. (2022). Geomorphological evidence of Lake Ladoga Holocene regressions after the Baltic Ice Lake drainage (derived from sediment echosounder data) // Limnology and Freshwater Biology. No. 4. P. 1378–1380. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1378>
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Saveliyeva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga // Boreas.

- Vol. 48. No. 2. P. 377–386.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- ASTER Global Digital Elevation Map [Электронный ресурс]. URL: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (access date: 19.12.2022).
- Dowdeswell J.A., Hogan K.A., Arnold N.S. et al. (2015). Sediment-rich meltwater plumes and ice-proximal fans at the margins of modern and ancient tidewater glaciers: Observations and modeling // *Sedimentology*. Vol. 62. No. 6. P. 1665–1692.  
<https://doi.org/10.1111/sed.12198>
- Fyfe G.J. (2008). The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland // *Boreas*. Vol. 19. No. 2. P. 147–164.  
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00576.x>
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. (2019). Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // *Boreas*. Vol. 48. P. 330–348.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12379>
- Lebas E., Gromig R., Krastel S. et al. (2021). Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 251. No. 2. P. 106637.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106637>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? // *J. Paleolimnol.* Vol. 65. No. 1. P. 85–99.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Lundblad E.R., Wright D.J., Miller J. et al. (2006). A Benthic Terrain Classification Scheme for American Samoa // *Marine Geodesy*. Vol. 29. No. 2. P. 89–111.  
<https://doi.org/10.1080/01490410600738021>
- Naumenko M.A. (2020). Lake Ladoga Digital Bathymetric Models: Development Approaches and Insight for Limnological Investigations // *Limnol. Rev.* Vol. 20. No. 2. P. 65–80.  
<https://doi.org/10.2478/limre-2020-0008>
- Saarse L., Heinsalu A., Veski S. (2012). Deglaciation chronology of the Pandivere and Palivere ice-marginal zones in Estonia // *Geol. Q.* Vol. 56. No. 2. P. 353–362.  
<https://doi.org/10.7306/gq.1027>
- Savelieva L.A., Andreev A.A., Gromig R. et al. (2019). Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record // *Boreas*. Vol. 48. No. 2. P. 349–360.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12376>
- Subetto D.A., Davydova N.N., Rybalko A.E. (1998). Contribution to the lithostratigraphy and history of Lake Ladoga // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 140. P. 113–119.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00032-7)
- Walbridge S., Slocum N., Pobuda M. et al. (2018). Unified Geomorphological Analysis Workflows with Benthic Terrain Modeler // *Geosciences*. Vol. 94. No. 8. P. 1–24.  
<https://doi.org/10.3390/geosciences8030094>

## RELIEF STRUCTURE OF THE LAKE LADOGA BOTTOM BASED ON SEISMIC-ACOUSTIC AND BATHYMETRIC DATA<sup>2</sup>

A. O. Aksenov<sup>a,b,#</sup>, A. E. Rybalko<sup>a,c,d</sup>, M. A. Naumenko<sup>e</sup>, M. Yu. Tokarev<sup>f</sup>, and D. A. Subetto<sup>d,g,h</sup>

<sup>a</sup>*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>c</sup>*VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>d</sup>*Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia*

<sup>e</sup>*Institute of Limnology SPb FRC RAS, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>f</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>g</sup>*Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>h</sup>*Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of RAS, Barnaul, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: akxenov2801@gmail.com*

A large amount of data on geological structure, quaternary deposits and bottom sediments of Lake Ladoga was obtained during the last 70 years. Meanwhile, bottom geomorphology of the lake is poorly studied. In most of cases geomorphological description includes only short morphometric characteristics and large-scale bottom elements description. In the present study new materials on Lake Ladoga bottom geomorphology is presented. Ultrahigh-resolution seismic data of 2014 and 2015 expeditions on research vessel “Ekolog” (Organizers: Saint-Petersburg State University, Marine Research Center of MSU, and Karelian Scientific Center of RAS), as well as digital bathymetric model of the basin, developed in the Institute of Limnology of SPb FRC RAS were used as original data. As a result of geomorphological interpretation 6 geomorphological genetic types were characterized: denudative constructive, erosional subequal, lacustrine, glacial, fluvio-glacial marginal, and glacial lacustrine. Meso- and macroscale forms such as plains, ridges, hollows, valleys were distinguished. Signs of neotectonic movements north of Vallaam archipelago were approved. Terminal glacial landforms produced during the Neva stage of the Ostashkov glaciation were traced in the central part of the

<sup>2</sup> For citation: Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. et al. (2023). Relief structure of the Lake Ladoga bottom based on seismic-acoustic and bathymetric data. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 26–39. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040035>; <https://elibrary.ru/YBPSNE>

lake. Conditions and forms of the postglacial landscape development were characterized. These data were used to construct 1:1000000 scale geomorphological scheme applying the morphogenetic approach of analytical geomorphological mapping.

**Keywords:** Lake Ladoga, subaqual geomorphology, geomorphological mapping, seismic profiling, digital bathymetric data

## SUPPLEMENTARY MATERIALS

The geomorphological scheme P–(35), 36 (Lake Ladoga), scale 1:1000000 is available at: <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Authors are grateful to Marine Research Center of MSU and Northern Water Problems Institute KarRC RAS for seismic surveys execution. The study is performed with support of RFBR (project No. 18-05-00303), RSF (project No. 18-17-00176), Ministry of Education (VRFY-2023-0010), Institute of Limnology SPb FRC RAS (FMNG-2019-0001) and SPSU (projects No. 18.42.1258.2014 and No. 42.1488.2015).

## REFERENCES

- Abramova S.A., Davydova N.N., Kvasov D.D. (1967). History of Lake Ladoga in the Holocene according to spore-pollen and diatom analysis. *Istoriya Ozer Severo-Zapada: Materialy I Simpoziuma po istorii ozer Severo-Zapada SSSR. (Leningrad, 17–20 noyabrya 1965 g.). K Mezhdunar. simp. po istorii ozer (Vengriya, 1967 g.)*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 113–132. (in Russ.).
- Aksenov A.O., Krastel S., Rybalko A.E. et al. (2022). Geomorphological evidence of Lake Ladoga Holocene regressions after the Baltic Ice Lake drainage (derived from sediment echosounder data). *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1378–1380. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1378>
- Amantov A.V. (2014). Geology of the Pre-Quaternary formations and tectonics of Lake Ladoga. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 58. P. 22–32. (in Russ.).
- Amantov A.V., Amantova M.G. (2014). Lake Ladoga basin development with implications of aspects of the glacial theory. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 59. P. 5–14. (in Russ.).
- Amantov A.V., Spiridonov M.A. (1989). Lake Ladoga geology. *Sovetskaya Geologiya*. No. 4. P. 83–86. (in Russ.).
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Savelieva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga. *Boreas*. Vol. 48. No. 2 P. 377–386. <https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- Assinovskaya B.A. (2005). Seismic events of Ladoga in XX century. *Izvestiya RGO*. Iss. 137. No. 4. P. 70–77. (in Russ.).
- ASTER Global Digital Elevation Map [Электронный ресурс]. URL: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (access date: 19.12.2022).
- Beliaev P.Yu., Rybalko A.E., Subetto D.A. (2020). Geomorphology of the Lake Ladoga basin. New data. *Astrakhanskii vestnik ekologicheskogo obrazovaniya*. Iss. 59. No. 5. P. 142–154. (in Russ.). <https://doi.org/10.36698/2304-5957-2020-19-5-142-154>
- Bogdanov Yu.B. (Ed.). (2015). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:1000000. Tret'e pokolenie. Baltiiskaya seriya. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. List P-35, (36) (Petrozavodsk) (State geological map of Russian Federation of 1 : 1000000 scale. The third generation. Baltic series. Map of quaternary formations. Page P-35, (36) (Petrozavodsk)). Saint-Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 2 p. (in Russ.).
- Davydova N.N. (1985). Diatomovye vodorosli – indikatory ekologicheskikh uslovii vodoemov v golotsene (Diatoms as indicators of Holocene Lake environments) Leningrad: Nauka (Publ.). 244 p. (in Russ.).
- Davydova N.N., Trifonova I.S. (1982). Changes in the composition of diatom complexes and chlorophyll “a” content in sediments of different parts of the lake. *Antropogennoe evtrofirovanie Ladozhskogo Oзера*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 202–206. (in Russ.).
- Devdariani N.A., Starovojtov A.V., Struchkov V.A. et al. (1993). Types of wave pattern and glacial sediments bedding conditions of the White and Barents Seas obtained from continuous seismic profiling. *Bull. Soc. Imp. Nat. Mosc. Otdel geologicheskii*. Iss. 68. No. 3. P. 117–122. (in Russ.).
- Dowdeswell J.A., Hogan K.A., Arnold N.S. et al. (2015). Sediment-rich meltwater plumes and ice-proximal fans at the margins of modern and ancient tidewater glaciers: Observations and modeling. *Sedimentology*. Vol. 62. No. 6. P. 1665–1692. <https://doi.org/10.1111/sed.12198>
- Egorova N.V., Rybalko A.E., Beliaev P.Yu. et al. (2017). Results of complex geological and geophysical survey at the water area of Lake Ladoga in 2014–2015. *Kompleksnye issledovaniya Mirovogo okeana. Materialy II Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii molodykh uchenykh*. Moscow: IO RAS (Publ.). P. 465–466. (in Russ.).
- Fyfe G.J. (2008). The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. *Boreas*. Vol. 19. No. 2. P. 147–164. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00576.x>
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. (2019). Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas*. Vol. 48. P. 330–348. <https://doi.org/10.1111/bor.12379>
- Ivanov V.L., Gurevich V.I. (Eds.). (1995). Geoekologiya Ladozhskogo ozero (Geoecology of Lake Ladoga). Saint-Petersburg: VNIIOkaenologiya (Publ.). 209 p. (in Russ.).
- Kvasov D.D., Martinson G.G., Raukas A.V. (Eds.). (1989). Istoriya ozer SSSR. Istoriya Ladozhskogo, Onezhskogo, Pskovsko-Chudskogo ozer, Baikala i Khanki (History of the USSR lakes. The history of the Ladoga, Onega, Peipsi, Baikal and Khanka Lakes). Leningrad: Nauka (Publ.). 280 p. (in Russ.).

- Lebas E., Gromig R., Krastel S. et al. (2021). Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 251. No. 2. P. 106637. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106637>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? *J. Paleolimnol.* Vol. 65. No. 1. P. 85–99. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Lukashov A.D., Biskje G.S., Lak G.C. (Eds.). (1978). Ladozhskoe ozero: Razvitie rel'efa i usloviya formirovaniya rel'efa kotloviny (Lake Ladoga: geomorphological development and conditions of basin geomorphology formation). Petrozavodsk: Karelija (Publ.). 206 p. (in Russ.).
- Lundblad E.R., Wright D.J., Miller J. et al. (2006). A Benthic Terrain Classification Scheme for American Samoa. *Marine Geodesy.* Vol. 29. No. 2. P. 89–111. <https://doi.org/10.1080/01490410600738021>
- Malahovskij D.B., Markov K.K. (Eds.) (1969). Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya severo-zapada evropeiskoi chasti SSSR (Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti) (Geomorphology and quaternary sediments of the North-Western part of Russia (Leningrad, Pskov and Novgorod regions). Leningrad: Nauka (Publ.). 256 p. (in Russ.).
- Musatov E.E. (1995). Geomorphology. *Geoekologiya Ladozhskogo Oзера*. Saint-Petersburg: VNIIOkeanogeologiya (Publ.). P. 36–43. (in Russ.).
- Naumenko M.A. (2020). Lake Ladoga Digital Bathymetric Models: Development Approaches and Insight for Limnological Investigations. *Limnol. Rev.* Vol. 20. No. 2. P. 65–80. <https://doi.org/10.2478/limre-2020-0008>
- Naumenko M.A. (2013). Analysis of morphometric characteristics of bottom relief of Lake Ladoga on the basis of digital model. *Izvestiya RAN. Ser. geograficheskaya.* No. 1. P. 62–72. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-62-72> (in Russ.).
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Dudakova D.S. et al. (2022). Bottom morphostructure of the Valaam Archipelago in Lake Ladoga: the first video images and quantitative assessments. *Doklady RAN. Nauki o Zemle.* Iss. 507. No. 1. P. 126–131. <https://doi.org/10.31857/S268673972260117X> (in Russ.).
- Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Nesterov N.A. et al. (2019). Morphometric features of the submarine slope of the southwestern part of Valaam island. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 486. No. 1. P. 585–587. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19050234>
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu. (2015). Marine and lacustrine development stages of the Great European Lakes (obtained with seismoacoustic surveys). *Geologiya morei i okeanov: Materialy XXI Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Shkoly) po morskoi geologii. Iss. IV.* Moscow: GEOS (Publ.). P. 310–313. (in Russ.).
- Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Subetto D.A. et al. (2017). The Great Lakes of Europe – the history of development, the features of geological structure and their effect on the formation of the modern geo-ecological situation. *Ozera Evrazii: problemy i puti ikh resheniya. Materialy I-oi Mezhdunar. konf. (11–15 sentyabrya 2017 goda)*. Petrozavodsk: KarRC RAS (Publ.). P. 609–616. (in Russ.).
- Saarse L., Heinsalu A., Veski S. (2012). Deglaciation chronology of the Pandivere and Palivere ice-marginal zones in Estonia. *Geol. Q.* Vol. 56. No. 2. P. 353–362. <https://doi.org/10.7306/gq.1027>
- Savelieva L.A., Andreev A.A., Gromig R. et al. (2019). Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas.* Vol. 48. No. 2. P. 349–360. <https://doi.org/10.1111/bor.12376>
- Scherbakov V.A., Rybalko A.E., Ivanova V.V. et al. (2018). VNIIOkeanogeologia role in development of geocological surveys at the shelf seas of Russia and development of a new type of geological surveys – monitoring of shelf geological environment. *70 let v Arctice, Antartice and the Mirovom okeane*. Saint-Petersburg: VNIIOkeanogeologiya (Publ.). P. 523–534 (in Russ.).
- Semenovich N.I. (1965). Donnye otlozheniya Ladozhskogo ozero (Bottom sediments of Lake Ladoga). Leningrad: Nauka (Publ.). 124 p. (in Russ.).
- Subetto D.A. (2009) Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii (Lake bottom sediments: paleolimnological reconstructions). Saint-Petersburg: RGPU im. A.I. Gercena (Publ.). 343 p. (in Russ.).
- Subetto D.A., Davydova N.N., Rybalko A.E. (1998). Contribution to the lithostratigraphy and history of Lake Ladoga. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 140. P. 113–119. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00032-7)
- Subetto D.A., Rybalko A.E., Spiridonov M.A. (1989). General features of bottom sediments. In: Kvasov D.D., Martinson G.G., and Raukas A.V. (Eds.). *Istoriya Ladozhskogo, Onezhskogo, Pskovsko-Chudskogo ozer, Baikala i Khanki (Seriya: Istoriya ozer SSSR)*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 35–42. (in Russ.).
- Sviridenko L.P., Svetov A.P. (2008). Valaamskii sill gabbrodoleritov i geodinamika kotloviny Ladozhskogo ozero (Valaam gabbro-dolerite sill and geodynamics of the Lake Ladoga Basin). Petrozavodsk: KarRC RAS (Publ.). 123 p. (in Russ.).
- Ukaz Prezidenta Rossiskoi Federatsii ot 07.05.2018 g. No. 204 [Electronic data]. URL: <http://kremlin.ru/acts/bank/43027> (access date: 30.01.2023). (in Russ.).
- Walbridge S., Slocum N., Pobuda M. et al. (2018). Unified Geomorphological Analysis Workflows with Benthic Terrain Modeler. *Geosciences.* Vol. 94. No. 8. P. 1–24. <https://doi.org/10.3390/geosciences8030094>
- Zinchenko A.G., Lastochkin A.N. (Eds.). (2009). Metodicheskoe rukovodstvo po geomorfologicheskomu kartografirovaniyu dna akvatorii (morskogo i okeanicheskogo dna) v komplekte Gosgeol'karty 1000/3 (Methodological guide water basins bottom geomorphological mapping in the set of Gosgeol'karta 1000/3). Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 49 p. (in Russ.).

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.8:556.55(470.2)

ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНЕЙШИХ ОЗЕР СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ  
ПО ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА<sup>#</sup>

© 2023 г. А. Е. Рыбалко<sup>1,2,6,\*</sup>, Д. А. Субетто<sup>3</sup>, Н. А. Белкина<sup>4</sup>, В. Д. Страховенко<sup>5</sup>,  
А. О. Аксенов<sup>2,8</sup>, П. Ю. Беляев<sup>3,6</sup>, М. Ю. Токарев<sup>7</sup>, Л. А. Савельева<sup>2</sup>, М. С. Потахин<sup>4</sup>,  
А. В. Орлов<sup>3,4</sup>, С. Р. Корост<sup>1,7</sup>, Ю. А. Кублицкий<sup>3</sup>, А. С. Локтев<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия,

<sup>3</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>5</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, Россия

<sup>6</sup>ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

<sup>7</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

<sup>8</sup>ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: alek-rybalko@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.03.2023 г.

После доработки 21.07.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Начиная с 2014 г., совместный научный коллектив исследователей из Института наук о Земле, Института водных проблем Севера КНЦ РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и Российского педагогического университета им. А.И. Герцена начали Программу по изучению четвертичных отложений двух крупнейших озер европейской части России – Онежского и Ладожского, расположенных по восточной периферии Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита. Имея большое количество материалов по этой проблеме и используя новые возможности многоканального сейсмоакустического профилирования и получения кернов с помощью длинных гравитационных трубок, а также новые методы исследования кернов, основное внимание было уделено геологическому развитию этих озер в позднем неоплейстоцене–голоцене. Изучение четвертичных отложений этих озер, занимающих ключевое географическое положение в регионе и располагающихся на различных высотных уровнях, позволяет более точно понять динамику отступления Скандинавского ледника с северо-западной части Русской равнины. При этом определяющее влияние ледника на формирование водных бассейнов при его деградации позволяет провести региональные палеогеографические корреляции, начиная с Балтийского моря, через Ладожское и Онежское озера и заканчивая Белым морем. Значительный интерес представляет и история формирования самих озерных котловин, учитывая, что в них практически отсутствуют отложения фанерозоя и геологический разрез представлен архей–протерозойскими и четвертичными образованиями. В статье обсуждаются новые данные, полученные с помощью многоканального сейсмоакустического профилирования и длинных гравитационных трубок (Онежское озеро) с привлечением результатов математического моделирования о циклическом развитии обоих озерных бассейнов, времени начала и окончания основных циклов (ледникового, ледниково-озерного, озерного) в них. Приведены сведения о корреляции этих событий с палеогеографическим развитием Белого моря.

**Ключевые слова:** Онежское озеро, Ладожское озеро, сейсмоакустическое профилирование пресноводных бассейнов, четвертичные отложения, верхний неоплейстоцен и голоцен, донные отложения озер, бурение, палеолимнология, палеогеография

**DOI:** 10.31857/S2949178923040102, **EDN:** GDUQA

## ВВЕДЕНИЕ

История формирования крупнейших озер Европы – Ладожского и Онежского, расположенных по восточной периферии Балтийского кри-

сталлического щита, имеет большое значение для палеогеографии позднего неоплейстоцена–голоцена. Расположение их на различных высотных уровнях позволяет более точно понять динамику отступления Скандинавского ледника. При этом

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Белкина Н.А. и др. (2023). Формирование крупнейших озер северо-запада России по восточной периферии Балтийского кристаллического щита // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 40–56. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040102>; <https://elibrary.ru/GDUQA>

определяющее влияние ледника на формирование водных бассейнов при его деградации позволяет провести региональные корреляции, начиная с Балтийского моря и кончая Белым. Значительный интерес представляет и история формирования самих озерных котловин, учитывая, что в них практически отсутствуют отложения фанерозоя.

Впервые вопрос о синхронизации четвертичных отложений был поставлен в 1998 г. (Рыбалко, 1998), когда были проведены геолого-геофизические работы в Белом и Балтийском морях. Однако в это время аналогичные данные по озерам и, особенно, по Онежскому, были еще недостаточны. В силу ряда обстоятельств геофизические работы и прободоотбор длинными гравитационными трубками в акватории озерных котловин начались значительно позже, чем в морях. Однако в последние 8 лет на обоих озерах было проведено многоканальное сейсмоакустическое профилирование высокого разрешения (Алешин и др., 2019; Аксенов и др., 2020; Aksenov et al., 2020; Subetto et al., 2020; Lebas et al., 2021). Геологическое опробование с гравитационными трубками длиной в 3 м в эти же годы проводилось на Онежском озере (Палеолимнология, 2022). В результате была представлена новая версия карты четвертичных отложений озера (Беляев и др., 2021). Результаты исследований в донных отложениях малых озер по периферии Онежского озера позволили существенно уточнить его развитие в позднем неоплейстоцене-голоцене (Zobkov et al., 2019; Subetto et al., 2020). Наиболее полное развитие палеогеографические исследования получили в онежской котловине (Палеолимнология..., 2022).

Накопившиеся, хотя и разнородные, данные по озерам и внутренним морям, расположенным также по периферии Балтийского кристаллического щита, позволяют более подробно осветить как историю формирования самих озерных котловин, так и образование в них в позднем неоплейстоцене приледниковых бассейнов, сменившихся позднее морскими и озерными бассейнами.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу содержания статьи положены результаты полевых работ на Ладожском и Онежском озерах в период с 2014 по 2020 г. На первом этапе это был смешанный коллектив исследователей из СПбГУ, МГУ им. М.В. Ломоносова и Института водных проблем Карельского научного Центра РАН (Петрозаводск). С 2014 г. эти исследования стали поддерживаться грантами РНФ 14-17-00766, 18-17-00176 и 20-17-00176П, квинтэссенцией которых стало издание монографии “Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям” (2022), в которой подробно описаны литология и условия образования четвертичных отложений озера.

Ладожское и Онежское озера расположены в северо-западной части РФ и являются крупнейшими озерами Европы (рис. 1). Площадь акватории первого составляет 17870 км<sup>2</sup>, наибольшая глубина 230 м, а второго – 9720 км<sup>2</sup> и 127 м соответственно (Максимов и др., 2015). Морфология озер при их различии имеет и общие черты. Морфология северных берегов, где вскрываются кристаллические породы Балтийского щита, имеет шхерный (в Ладожском озере) и фиардообразный (в Онежском озере) характер. Меридиональные профили этих озер асимметричны. В открытой части их располагаются участки озерного дна с максимальными глубинами, которые постепенно уменьшаются на юг. Южные берега, наоборот, характеризуются наличием широких пологих бухт, образование которых во многом связано с экзарацией отдельными ледниковыми потоками, выходящих на Русскую равнину.

В 2014–2015 гг. были проведены геофизические (сейсмоакустические) работы на Ладожском озере, а с 2016 г. они были перенесены на Онежское озеро, причем к сейсмоакустическим исследованиям добавился и геологический прободоотбор.

Геофизические работы включали многоканальное сейсмоакустическое профилирование высокого разрешения. В 2014 г. использовались электродинамический источник энергии типа “Бумер” с центральной частотой 2000 Гц и сейсмическая аналоговая шестнадцатиканальная коса с шагом 2 м между приемниками. В 2015 г. применялся электроискровой излучатель (“Спаркер”), помещенный в контейнер с соленой водой. Частота излучения его соответствовала характеристикам сейсморазведки высокого разрешения (ССВР) и составляла 300–700 Гц. Приемная система была представлена пьезокерамической 16-канальной косой с расстоянием между каналами 2 м. На Онежском озере непрерывное сейсмоакустическое профилирование проводилось с использованием низкочастотной и высокочастотной методик. Подобная методика была использована для одновременного повышения глубинности зондирования и более дробного расчленения верхней части разреза донных отложений. Для низкочастотного профилирования использовался электроискровой излучатель (“Спаркер”) с контейнером с соленой водой и частотой излучения – 600 Гц. Профилирование по высокочастотной методике проводилось с применением электродинамического излучателя (“Бумер”) с центральной частотой излучения 1.2 кГц. Дополнительно для обследования поверхности озерного дна и выделения на ней геологических и антропогенных объектов была выполнена гидролокация бокового обзора (аппаратурный комплекс StarFish 450F) (Алешин и др., 2021б). В пределах открытой части озера (2017, 2019 г.) непрерывное сейсмоакустическое профи-



**Рис. 1.** Положение на карте Ладожского и Онежского озер. Точками обозначены места бурения в озерах: 1 — отбора колонки в рамках проекта PLOT (Andreev et al., 2019), 2 — отбора колонок донных отложений в Петрозаводской губе Онежского озера (Палеолимнология..., 2022), 3 — отбора колонок донных отложений в Уницкой губе Онежского озера.

**Fig. 1.** Location of Ladoga and Onega lakes. White points are the coring sites: 1 — the PLOT coring site (Andreev et al., 2019), 2 — the coring site in the Petrozavodskaya bay (Onega Lake) (Paleolimnology..., 2022), 3 — the coring site in the Unitskaya bay (Onega Lake).

лирование проводилось преимущественно с электроискровым источником акустических сигналов “Спаркер”. Все эти работы были выполнены сотрудниками ООО “Сплит” и ЦМИ МГУ на основании Договоров о научном сотрудничестве.

Геологический пробоотбор на Онежском озере проводился в 2016, 2018, 2020 и 2022 г. Использовалась гравитационная трубка длиной 3 м и весом до 500 кг, что позволило получить керны длиной до 2.5 м. В 2019 г. было впервые проведено бурение четвертичных отложений со льда. Была задействована поршневая система для отбора колонок донных отложений производства UWITES (Австрия). Возможности этой системы позволяют бурить озерное дно на глубинах до 140 м и отбирать керны донных отложений длиной до 20–25 м. С помощью этой буровой установки было получено 4 керны длиной 10–12 м на глубинах около 20 м. Диаметр керна составлял 89 мм (Палеолимнология..., 2022). Также производилось бурение с плота (летом) и со льда (зимой) в губах и малых озерах по периферии Онежского озера с помощью торфяного бура (Zobkov et al., 2019).

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Одной из характерных черт геологического строения всех без исключения внутренних бассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита является почти полное отсутствие в них фанерозойских отложений. Как и на самом щите, здесь четвертичные отложения перекрывают непосредственно образования нижнего и верхнего протерозоя. Только в южных частях в дочетвертичном разрезе в пределах озерных котловин появляются нижнепалеозойские породы (Амантов, Спиридонов, 1989; Палеолимнология..., 2022). Это связано с тем, что южная часть озерных котловин представляет обширные депрессии, выработанные уже в породах плитного чехла.

Формирование впадин по восточной периферии Балтийского кристаллического щита, где впоследствии образовались Ладожское и Онежское озера, произошло в позднем протерозое в результате деструкционных процессов в доплатформенный период развития Русской платформы. Однако эти процессы протекали неодинаково. Ладожское озеро располагалось в узком авлакогенном прогибе, который, в свою очередь, унаследовал положение

палеопротерозойских коллизионных поясов (Балуев и др., 2012). Северная часть Онежского озера пространственно совпадает с позднепротерозойской Онежской структурой (ОПС) (Онежская..., 2011). Ее причудливый структурный план предопределил специфику орографии этой части озера. В течение фанерозоя территория Балтийского кристаллического щита испытывала устойчивые восходящие движения, вследствие чего, как уже упоминалось, верхнепротерозойские и нижнепалеозойские породы сохранились только в пределах плитного чехла (Балуев и др., 2012).

В четвертичное время все отрицательные формы дочетвертичного рельефа стали путями для распространения ледниковых языков валдайского оледенения. Несколько циклов оледенения привели к тому, что наступающими ледниками не только были уничтожены массивы относительно маломощных палеозойских пород, но и каждый более молодой ледник практически полностью уничтожал в результате экзарации ранее сформировавшиеся рыхлые отложения. Вследствие этого в Ладожском и Онежском озерах вскрываются только отложения последнего гляциального цикла: верхневалдайская морена, флювиогляциальные и лимногляциальные позднеледниковые и современные озерные отложения. В Ладожском озере по данным бурения совместной Российско-Германской экспедиции было установлено наличие микулино-нижневалдайских отложений (Andreev et al., 2019; Gromig et al., 2019; Lebas et al., 2021). Однако это противоречит нашим данным, о чем подробнее будет сказано ниже.

Морфология дна обоих озер различна. В северной части Ладожского озера находится глубоко-водная котловина, которая отделена Валаамским порогом от плоской равнины центральной и южной частей озера. В то же время в центре этой равнины озеро пересекает комплекс гряд ледникового и флювиогляциального происхождения. В Онежском озере северную часть занимают фиардовые заливы. В самом восточном из них (Повенецком заливе) нами установлены озовые гряды, которые пересекают фиард в его средней части. Мы сопоставляем комплекс этих гряд с краевыми образованиями невской стадией поздневалдайского (осташковского) оледенения. Озовые гряды хорошо выделяются по данным сейсмоакустического профилирования, что было показано нами на примере Петрозаводской губы Онежского озера (Алешин, 2021б), а также они были выделены в центральной части Ладожского озера (Аксенов и др., 2020; Aksenov et al., 2020). Геологическая проверка данных сейсмоакустического профилирования была получена в результате бурения четвертичного разреза со льда в Петрозаводской губе (Рыбалко и др., 2020а; Палелимнология..., 2022). Скважина SP-0002 (рис. 1) вскрыла плотные песчано-глинистые осадки (алеовитовые миктиты)

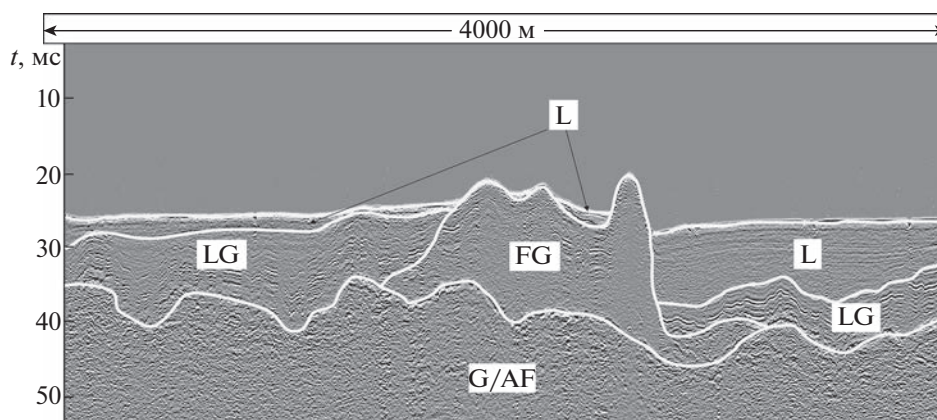
серого и темно-серого цвета с большим количеством обломков кристаллических пород. Осадки характеризуются типичной “кексоподобной” текстурой (Рыбалко и др., 2020а), характерной для моренных отложений.

Представление о структуре надледниковых отложений в обоих озерах были получены, благодаря сейсмоакустическим исследованиям (Алешин, 2021б; Палеолимнология..., 2022). Наиболее полная сейсмостратиграфическая характеристика четвертичных отложений была установлена в Петрозаводской губе Онежского озера. Она имеет следующий вид (рис. 2). На рисунке четко выделяются несколько отражающих горизонтов. Наиболее глубоким из них является горизонт AF, который представляет поверхность акустического фундамента, сложенного протерозойскими породами Петрозаводской свиты (Максимов и др., 2015). Генетическая трактовка данного отражающего горизонта приведена на основании опыта работ полученного нами и другими авторами во внутренних бассейнах Северо-Запада России, где эта граница всегда сопоставлялась с кровлей кристаллического фундамента (Амантов, Амантова, 2014; Рыбалко и др., 2017б).

Расположенный выше отражающий горизонт G выделяется на большей части Онежского озера. Часто он сливается с рефлектором AF, так как высокочастотная методика, использованная при работах, не всегда позволяла пройти всю толщу отложений, заключенную между отражающими горизонтами (ОГ), и акустический сигнал не достигал подошвы рыхлых отложений. В этом случае происходило слияние этих двух рефлекторов и на сейсмограмме они отражаются как единый горизонт G/AF (рис. 2). Иногда он выходит и на поверхность озерного дна, где приурочен также к грядобразным формам рельефа или поднятиям кристаллического фундамента. Интенсивное отражение акустического сигнала от этого горизонта, благодаря чему он хорошо выделяется на сейсмограммах, связано с высокой плотностью подстилающих отложений.

Толща, расположенная между отражающими горизонтами AF и G или залегающая ниже ОГ G/AF, характеризуется специфической хаотичной записью, отражающей, по мнению многих авторов, чешуйчатое строение отложений, слагающих эту толщу. Опираясь на свой опыт и данные других авторов, мы интерпретируем эту толщу как ледниковую (основную или донную морену) осташковского возраста (Амантов, Амантова, 2014; Шалаева, Старовойтов, 2010).

Особое место занимает отражающий горизонт FG, который имеет локальное развитие и встречается как в Петрозаводской губе (рис. 2), так и в Повенецком заливе Онежского озера. На представленной сейсмограмме данный ОГ проходит



**Рис. 2.** Сейсмостратиграфическая схема четвертичных отложений Онежского озера. Основана на сейсмоакустических профилях, полученных в Петрозаводской губе Онежского озера в 2016 г. Белые линии — отражающие сейсмоакустические горизонты. Буквенные обозначения — названия отражающих горизонтов. Описания и названия горизонтов даны в тексте.

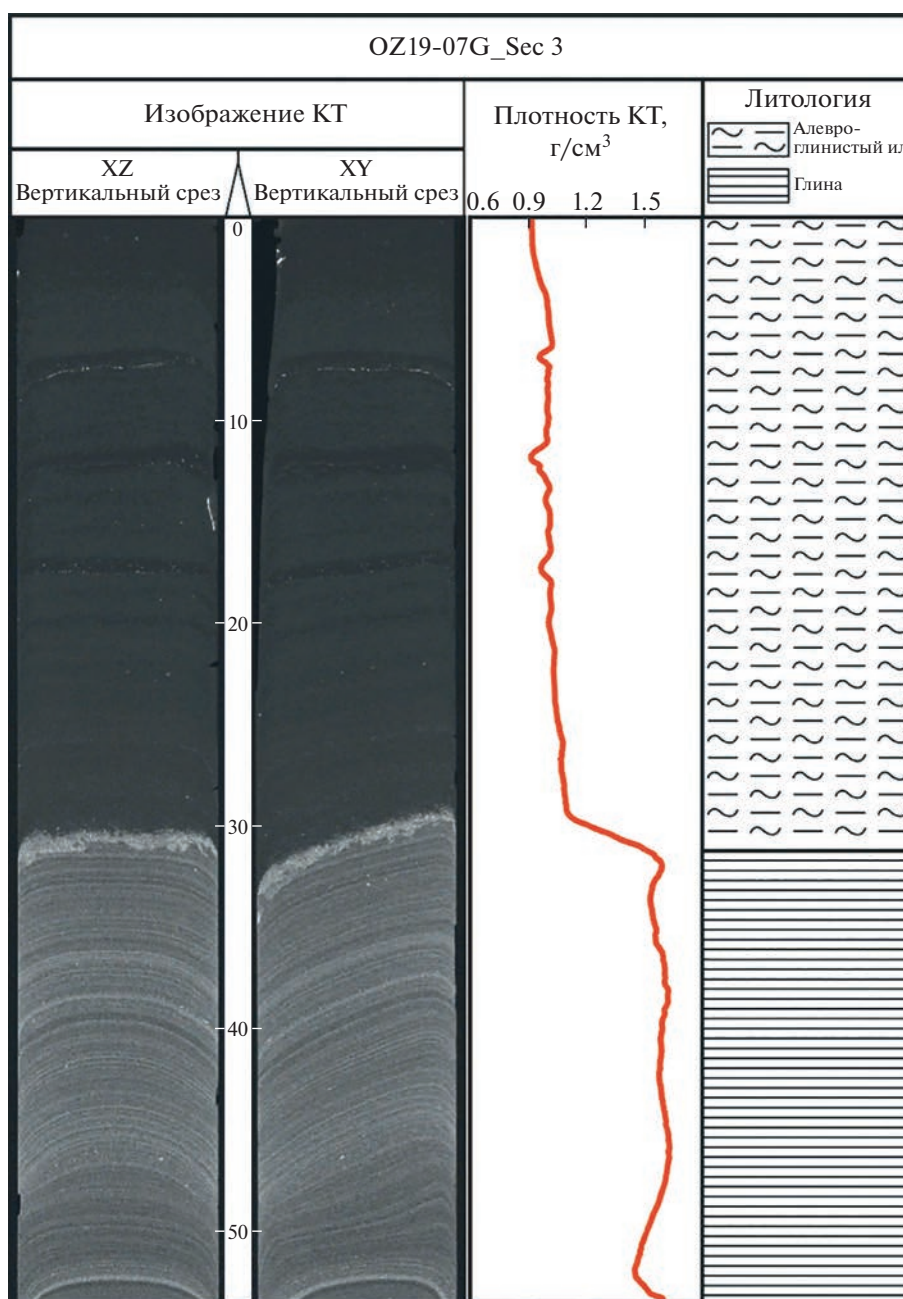
**Fig. 2.** Seismic stratigraphic scheme of the quaternary deposits of Onega Lake. Based on 2016 seismic-acoustic profiles from the Petrozavodskaya bay. White lines — reflecting horizons. Description in the text.

по поверхности гряды в центральной части губы, а также, частично, справа от гряды по поверхности погребенного тела между рефлекторами L и G/AF. Это тело и гряда по характеру сейсмозаписи составляют одно целое. Осадки, выполняющие это тело, залегают на ледниковых отложениях (донной морене) и перекрыты “слоистыми” осадками, формирование которых происходило в бассейновых условиях. Это позволяет соотнести описываемые осадки с флювиогляциальными отложениями осташковского возраста. Саму гряду можно интерпретировать как подводный оз. Это предположение подтверждается как морфологией гряды, так и результатами бурения со льда, которое было проведено в непосредственной близости от нее, в результате чего была вскрыта в основании разреза толща разнотекстурных, практически отмытых песков, содержащих редкую гальку. Сами отложения, слагающие озоподобную гряду, имеют повышенную плотность, о чем свидетельствует четко выделяющийся рефлектор FG, характеризующий ее кровлю. Важно, что сама гряда, по данным НСП, приурочена к ложбине в кровле дочетвертичного фундамента, что можно интерпретировать как палеодолину стока ледниковых вод (Алешин и др., 2021б).

Отражающая граница LG, расположенная выше ОГ G/AF и хорошо выделяющаяся практически на всем Онежском озере, разделяет осадочные образования, характеризующиеся отчетливой субгоризонтальной слоистостью и перекрывающие их полупрозрачные осадки с волнистой слоистостью. Текстуры особенности, имеющие повсеместное распространение, а также данные геологического прободобора, однозначно позволяют сопоставить эти слоистые осадки с толщей ленточных глин. Это, в свою очередь, позволяет отнести эту

толщу к ледниково-озерным отложениям осташковского оледенения (Saarnisto, Saarinen, 2001; Субетто, 2009; Рыбалко и др., 2017; Алешин и др., 2021б; Беляев и др., 2021). Возраст и генезис данных отложений подтвержден и результатами палинологического анализа. Было установлено, что их формирование происходило во временном диапазоне от аллерада до верхнего дриаса, а сами палинологические спектры свидетельствуют, что на берегах в это время были развиты тундровые и лесотундровые ландшафты (Savelieva et al., 2018). Сам же отражающий горизонт LG представляет собой раздел между голоценовыми озерными и ледниково-озерными верхнеледниковыми отложениями. Очень четко этот горизонт проявляется на рентгенограммах кернов (рис. 3).

На рисунке виден эрозионный контакт в кровле лимногляциальных глин, подчеркиваемый тонким песчаным прослоем с неровной нижней и выровненной верхней границами. В приконтактной зоне могут появляться обломки гравийной и даже галечной размерности, резко возрастает плотность осадка. Различный характер слоистой текстуры указывает на глубину эрозионного среза: более мощные слойки, в целом, соответствуют нижним частям разреза. Полученные данные свидетельствуют, что часто смена ледниково-озерного седиментогенеза озерным сопровождалась размывом кровли осадков, накапливающихся перед фронтом ледника. В ряде колонок донных отложений отмечался и более постепенный характер перехода одного типа осадков в другой, но самым общим признаком этого перехода являлось появление в разрезе тонких супесчаных слойков, что и является верхней границей совместного влияния на седиментогенез ледниково-озерного стока и озерной нефелоидной аккумуляции.



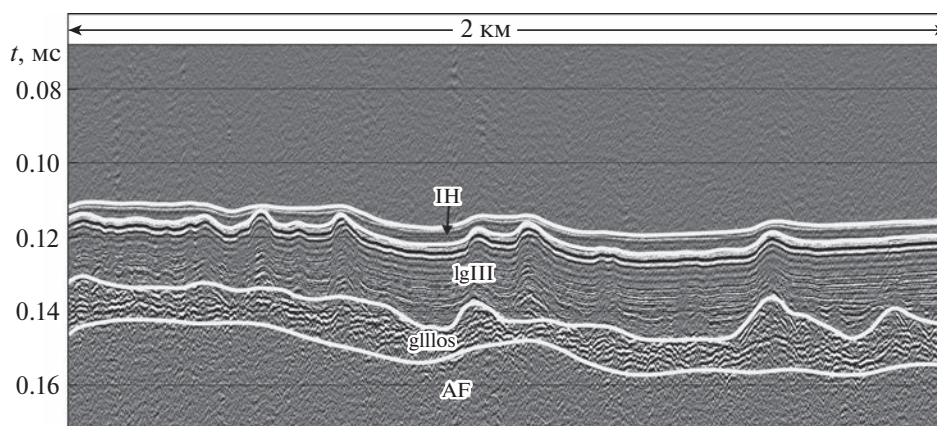
**Рис. 3.** Эрозионный контакт в кровле лимногляциальных глин. Рентгенограмма керна грунтовой колонки (Повенецкий залив).

**Fig. 3.** Erosional contact at the top of the limnoglacial clays. X-ray image of the core from Povenetskiy bay.

Между поверхностью озерного дна (отражающий горизонт L) и отражающим горизонтом LG находится толща осадков, характеризующаяся акустически прозрачной волновой картиной, иногда с намечающейся слоистостью. Геологический пробпоотбор в различных районах Онежского озера показывает, что данный поверхностный горизонт сложен пелитами и алевропелитами зеленоватых и буроватых оттенков с текучей и текуче-пластичной консистенцией с черными стяже-

ниями гидроксидов марганца, которые относятся к нефеловидным озерным отложениям голоценового возраста.

Таким образом, можно уверенно связывать формирование современного Онежского озера с последним (осташковским) оледенением и его дегляциацией в поздне-последледниковое время. В ледниковое время в результате экзарации происходила моделировка первично структурно-предопределенного рельефа. Во время дегляциа-



**Рис. 4.** Типичный разрез толщи четвертичных отложений на дне Ладожского озера по данным сейсмоакустического профилирования (ООО “Сплит”, Москва).

**Fig. 4.** Typical section of the quaternary sediments at the bottom of Ladoga Lake based on seismic-acoustic data (LLC “Split”, Moscow).

ции онежской впадины на ее дне возникло множество аккумулятивных форм как в виде отложений донной или основной морены, так и гряд, маркирующих зоны распространения отдельных языков ледника. Эти гряды сложены как мореной, так и гравийно-песчаными отложениями флювиогляциального генезиса, в результате чего возник грядовый аккумулятивный рельеф в зонах относительно долгого стояния ледника. Именно эти гряды, в сочетании с экзарационными депрессионными формами рельефа, создают пересеченный характер озерного и морского дна, столь характерный для крупных водоемов ледниковой зоны.

Позднее все неровности доледникового и ледникового рельефа были сnivelированы ледниково-озерными и, собственно, озерными отложениями.

Близкий по характеру разрез четвертичных отложений имеет и Ладожское озеро. Здесь геофизические работы проходили в 2014–2015 гг., а для интерпретации использовались материалы, полученные авторами ранее (Субетто, 2009; Subetto et al., 1998). Кроме того, некоторые из авторов участвовали в российско-германской экспедиции (проект “PLOT”, Gromig et al., 2019), в которой в 2013 г. были выполнены площадные геофизические работы. На основании их интерпретации были пробурены две скважины в северо-восточной части Ладоги, к северу от о. Коневец (Lebas et al., 2021). В наиболее длинной из них (скважина Co1309) был получен керн четвертичных отложений длиной 22.7 м при глубине воды 111 м. В нем последовательно представлены (сверху вниз) голоценовые илы и алевриты (литотипы Va, Vb), ленточные глины верхнего неоплейстоцена (литотипы IVa, IVb), морские осадки начала валдайского оледенения, а также мику-

линского межледниковья (литотипы I–III). При этом ледниковых отложений последнего оледенения (валунные суглинки), разделяющих отложения МИС 2 и МИС 5е не было обнаружено (Andreev et al., 2019; Gromig et al., 2019; Lebas et al., 2019). Однако результаты нашего сейсмоакустического профилирования, выполненного в 2014 г. (Рыбалко и др., 2019б; Беляев и др., 2021), показали, что отражающий горизонт, сопоставляемый с кровлей морены осташковского оледенения, в районе скважины Co1309 располагается существенно ниже ее забоя. При этом сама скважина была остановлена в тяжелых грунтах — красных песчанистых осадках, которые по внешнему облику никак не похожи на мгинские глины, которые в данном районе отлагались в микулинское межледниковье (Знаменская, Черемсинова, 1962.; Максимов и др., 2015). Кроме того, сеймопачки, коррелируемые с литотипами I–III, характеризуются несколькими типами записи, латерально переходящими друг в друга (субгоризонтально-слоистый, наклонный клиноформный, хаотический), что не позволяет отнести их к бассейновым отложениям. Таким образом, наличие мгинских (эемских) отложений на дне Ладожского озера весьма дискуссионно.

Практически на всем Ладожском озере в толще рыхлых (четвертичных) отложений можно выделить несколько четких отражающих горизонтов, между которыми залегают различные сейсмостратиграфические горизонты (рис. 4).

Непосредственно на образованиях акустического фундамента (AF), который представлен кристаллическими породами архей-нижнепротерозойского возраста, залегают отложения, характеризующиеся хаотической записью с короткими четкими рефлекторами. Эта толща по данным многочисленного относительно глубокого геологического проботоотбора (Subetto et al., 1998) вклю-

чая неопубликованные данные ВСЕГЕИ о геологической съемке у Приозерска в 1984 г., а также данные по внутренним морским бассейнам (Белое и Балтийское моря) (Рыбалко, 1999), была отнесена к основной морене осташковской стадии валдайского оледенения.

При этом кровля данного горизонта без труда прослеживается на сейсмограммах и, как сказано выше, в точке бурения проекта PLOT явно уходит ниже забоя скважины. Это обстоятельство и является одним из оснований считать, что на дне Ладожского озера отложения древнее МИСЗ отсутствуют. К этой же точке зрения склоняется и А.В. Лудикова, изучавшая диатомовую флору в керне скважины Со1309 (Ludikova et al., 2021).

Сейсмофациальным аналогом этой толщи являются отложения с частичной акустической прозрачностью и, местами, со слабо выраженной субгоризонтальной слоистостью. При этом иногда наблюдается отчетливое налегание отложений этой сеймопачки на моренные отложения, причем контакт в некоторых случаях имеет наклонный характер. Иногда эти отложения залегают непосредственно на породах акустического фундамента. Характер записи указывает на песчаный состав вмещающей толщи, слагающей этот подгоризонт. Эти данные позволили сопоставить эту толщу (сеймопачку) с флювиогляциальными отложениями осташковской стадии оледенения (Аксенов и др., 2020; Aksenov et al., 2020).

Выше залегает сейсмоакустический горизонт с четкой субгоризонтальной слоистостью. Он перекрывает горизонт моренных глин. Нижний контакт их четкий, но неровный. Внутри этого сейсмического горизонта по характеру записи выделяют три подгоризонта. Нижний из них характеризуется четкими неровными рефлекторами различной толщины. Выше залегающие осадки имеют тонкие невыраженные рефлекторы, количество которых обычно больше, чем в двух других подгоризонтах. В наиболее верхнем горизонте можно наблюдать ярко выраженные и четкие рефлекторы, но при этом мощность акустических “слоев” становится минимальной. Согласно ранее полученным нами данным (Субетто, 2009), два верхних сейсмических подгоризонта соответствуют литостратиграфическим горизонтам ленточноподобных глин ( $lg\Pi_1$ ), ленточных глин ( $lg\Pi_2$ ) и микрослоистых глин ( $lg\Pi_3$ ), накапливающихся в приледниковых бассейнах, последовательно сменяющих друг друга, начиная с образования приледникового озера (озера Рамзая по Д.Д. Квасову (1976)) и кончая осцилляцией ледника Сальпауселья III (Gromig et al., 2019). Наиболее древний подгоризонт, вероятно, соответствует отложениям первых приледниковых бассейнов, которые заполнили ладожскую котло-

вину и имеют возраст более 14000 л. н. (Subetto et al., 1998; Gromig et al., 2019). Трехчленное строение горизонта ледниково-озерных осадков было установлено и для отложений Онежского озера (Палеолимнология..., 2022).

Разрез четвертичных отложений Ладожского озера венчает сейсмогоризонт, представленный полупрозрачными осадками с горизонтальной слоистостью, с тонкими, не явно и слабо выраженными рефлекторами. Он коррелируется с голоценовыми озерными отложениями (Рыбалко и др., 2015, Рыбалко и др., 2019a; Aksenov et al., 2020).

Таким образом, строение четвертичных отложений как в Онежском, так и в Ладожском озерах оказалось весьма похожим, что указывает на сходство процессов рельефообразования и осадконакопления в позднем неоплейстоцене-голоцене. Одним из общих признаков является цикличность, выражающаяся в смене ледникового и флювиогляциального цикла седиментогенеза на стадии деградации Скандинавского ледника (Осташковская стадия) лимногляциальным, который отражал неравномерное отступление ледника, прерываемое короткими его осцилляционными надвигами.

Принципиальным вопросом при сходстве в разрезе является время начала дегляциации в обоих озерных бассейнах, тем более что они находятся на разной высоте над уровнем моря (Ладожское озеро — +5 м, Онежское озеро — +33.3 м). Наиболее полные данные в настоящее время получены для Онежского бассейна. Проведенные биостратиграфические и варвохронологические исследования донных отложений показали, что Онежское приледниковое озеро начало формироваться во время интерстадиального потепления аллеред, около 14500 л. н. (Saarnisto, Saarinen, 2001; Savlieva et al., 2018; Hang et al., 2019; Палеолимнология..., 2022). Освобождение южной и центральной частей озера от ледяного покрова произошло около 14000 л. н. По данным изучения колонки из центральной части Онежского озера, формирование ленточных глин завершилось в середине верхнего дриаса (Лаврова, 2005), а согласно данным финских исследователей (Saarnisto, Saarinen, 2001), даже до начала верхнего дриаса, что совпадает и с нашими данными (Палеолимнология..., 2022). В самом начале развития Онежского озера его берега были, вероятно, покрыты льдом или представляли собой открытые скальные выходы с локальным развитием незакрепленного покрова четвертичных отложений. Перигляциальная растительность начала здесь развиваться в позднем дриасе, причем климат был иссушенный, нивальный. В это время в северной части Онежского озера накапливались серые гомогенные текуче-пластичные глины, что дает ос-

нование считать, что сам ледник в это время отступил с водосборного бассейна Онежского озера и пульсационное поступление обломочного материала из тающего ледника в озеро практически прекратилось, однако существенную роль играл эоловый перенос материала. При этом в конце позднего дриаса произошло падение уровня самого приледникового бассейна (Демидов, 2004; Hang et al., 2019; Zobkov et al., 2019).

В Ладожском озере единственным источником данных о начале образования приледникового озера являются материалы бурения 2013 г. Согласно этим данным, накопление ленточных глин началось 13 900 кал. л. н. и происходило до 11 380 кал. л. н. (Gromig et al., 2019; Savelieva et al., 2019). Смена лесотундровой на тундровую на территории Приладожья произошла около 12 600 кал. л. н. на рубеже аллеред–поздний дриас (Savelieva et al., 2019, табл. 1), что указывает, как мы уже отмечали ранее, на кратковременное наступление ледника вплоть до северо-западных границ озера.

В Онежском озере биостратиграфическое расчленение четвертичных отложений опирается на результаты палинологического анализа колонок ONG-2 и ONG-5 из Петрозаводской губы (Рыбалко и др., 2019a; Savelieva et al., 2018). В основании разреза в них была пачка серых ленточных глин с неправильной цветовой цикличной слоистостью. Они были перекрыты толщей типичных ленточных глин с градиционной текстурой, причем на станции ONG-5 внутри этой толщи был выделен так называемый “горизонт розовых глин”.

Выше по разрезу, как и в Ладожском озере, залегает пачка гомогенных алевропелитов и пелитов пепельно-серого цвета, в которых отмечались отдельные скопления аутигенных сульфидов в виде черных мелких пятен. Венчает разрез толща озерных илов или озерных нефелоидов, в составе которых выделяются (снизу вверх):

- пачка серых алевропелитов с нечеткой диагенетической полосчатостью, чередованием полос зеленоватого оттенка (вивианит) и черного цвета (окисные минералы марганца);

- пачка, сложенная глинистыми алевролитами, алевропелитами и пелитами серого цвета с мелкими стяжениями марганцовистых минералов в нижней части интервала;

- пачка пелитовых алевролитов или алевропелитов зеленовато-бурого до оливково серого цвета с пятнообразными скоплениями аутигенных минералов марганца. Консистенция этих осадков практически всегда текучая. Часто толща озерных илов перекрывает подстилающие образования с четким эрозионным контактом, что подчеркивается скоплением песчаного материала.

Данные палинологического анализа свидетельствуют, что накопление пепельно-серых глин, перекрывающих ленточнослоистые осадки, про-

исходило не в пребореале, как это было установлено для Ладожского озера (Субетто и др., 2009; Savelieva et al., 2018), а продолжалось в позднем дриасе, т.е. отступление ледника из онежской впадины произошло раньше, чем из ладожской. Полученные данные и анализ материалов предшественников указывают, что разница времени дегляциации Онежского и Ладожского озер составляет более 1000 лет. В Приладожье в течение интерстадиального потепления аллеред уже отмечалось более значительное развитие еловых лесов, чем в Прионежье. Во время похолодания позднего дриаса на всем протяжении от Финского залива Балтийского моря до Заонежья произошло общее обеднение флоры, выпадение из ее состава ели и сосны. На всей этой территории в это время преобладали однообразные тундровые ландшафты с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ. Наступившее в начале голоцена (пребореальный период) глобальное потепление климата и отепляющее воздействие Балтийского моря привели к более быстрой деградации и полному исчезновению перигляциальной флоры в Приладожье и развитию здесь открытых березовых и сосновых лесов. А во впадине Онежского озера, в том числе на современных его берегах в это время еще сохранялись массивы мертвого льда, которые, по-видимому, препятствовали быстрому распространению древесной растительности и способствовали сохранению тундровых сообществ (Savelieva et al., 2018). Сопоставление результатов спорово-пыльцевого анализа, биостратиграфического расчленения донных отложений Онежского (колонок ONG-2 и ONG-5) и Ладожского (колонок Col309) озер, корреляция полученных данных с возрастной моделью по колонке 1309 (Savelieva et al., 2019), а также основные этапы развития растительности на берегах пра-Ладоги и пра-Онеги в поздне- и послеледниковье приведены в табл. 1.

Рассмотренные выше особенности формирования четвертичного осадочного покрова и рельефа дна присущи и морским внутренним бассейнам, также приуроченным к периферии Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита (Балтийское и Белое моря). Так, в Белом море, по данным геологического картирования, было установлено, что первые приледниковые озерные бассейны возникли в раннем дриасе и даже раньше, около 13 000 <sup>14</sup>C л. н. При этом по мере проникновения морских вод через Горло Белого моря в аллереде (около 11 600 <sup>14</sup>C л. н.) ледниково-озерный бассейн сменился ледниково-морским, в котором происходила циклическая седиментация, связанная с отступающим краем ледника. Характерной чертой его является наличие многочисленных гряд – краевых форм ледникового рельефа, положение которых отражает различные

**Таблица 1.** Биостратиграфические зоны, растительность и возраст отложений по результатам изучения Онежского и Ладожского озер

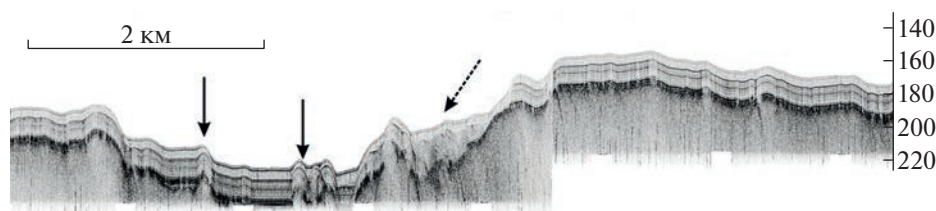
**Table 1.** Biostratigraphic zones, vegetation and sediment age based on the result of Onega and Ladoga Lakes studies

Хронозоны	Биостратиграфические зоны		Растительность		<sup>14</sup> C возраст, тыс. кал. л. н.
	Онежское озеро (ONG2, ONG5), неопубликованные данные	Ладожское озеро (Co1309, Savelieva et al., 2019)	Онежское озеро (ONG2, ONG5), неопубликованные данные	Ладожское озеро (Co1309, Savelieva et al., 2019)	Ладожское озеро (Co1309, Savelieva et al., 2019)
AL	<i>Betula nana</i> - <i>Artemisia</i> - <i>Cyperaceae</i> 25–50%	<i>Artemisia</i> - <i>Poaceae</i> - <i>Pinus</i> - <i>Picea</i> 25–65% трав	Тундровая и лесотундровая с преобладанием ерниковых сообществ	Лесотундровая с участием сосны, березы и ели	13.1 12.6
YD	<i>Artemisia</i> - <i>Cyperaceae</i> - <i>Chenopodiaceae</i> - <i>Betula nana</i> 45–70% трав	<i>Artemisia</i> - <i>Poaceae</i> - <i>Chenopodiaceae</i> - <i>Betula nana</i> 35–85% трав	Тундровая с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ	Тундровая с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ	11.2
PB-1	<i>Betula nana</i> - <i>Cyperaceae</i> 30–50% трав	<i>Betula nana</i> - <i>Pinus</i> - <i>Salix</i> - <i>Cyperaceae</i> 20–30% трав	Тундровая и лесотундровая	Лесотундровая с участием березы, ивы и сосны	9.0
PB-2	<i>Betula nana</i> - <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> - <i>Artemisia</i> 25–35% трав		Лесотундровая с участием ксерофитов		
BO	—	<i>Pinus</i>	—	Сосновые леса	8.0
AT-1	<i>Pinus</i> - <i>Picea</i> - <i>Alnus</i> - <i>Ulmus</i> - <i>Quercus</i>	<i>Pinus</i> - <i>Alnus</i> - <i>Corylus</i> - <i>Ulmus</i>	Еловые и сосновые леса с участием ольхи, вяза, дуба	Сосновые леса с участием ольхи, вяза, лещины	7.2
AT-2		<i>Pinus</i> - <i>Alnus</i> - <i>Picea</i> - <i>Ulmus</i> - <i>Quercus</i>		Сосновые леса с елью, ольхой и широколиственными породами	5.6
SB	<i>Picea</i> - <i>Pinus</i> - <i>Alnus</i>	<i>Picea</i> - <i>Pinus</i> - <i>Alnus</i> - <i>Quercus</i>	Еловые и елово-сосновые леса с участием ольхи	Сосново-еловые леса с участием ольхи, березы и дуба	2.2
SA	<i>Pinus</i> - <i>Betula</i> - <i>Poaceae</i>	<i>Pinus</i> - <i>Alnus</i>	Сосновые и березовые леса с ольхой, ивой и елью	Сосновые леса с березой, ольхой, ивой и елью	
		<i>Pinus</i> - <i>Alnus</i> - <i>Cerealia</i>		Сосновые леса с березой и ольхой, травянистый покров с участием растений антропохоров	

стадии отступления покровного ледника из беломорской впадины (Рыбалко и др., 2017б).

Характерно, что как Белое, так и Балтийское моря в начале своего развития прошли стадию приледниковых бассейнов (Рыбалко, 1999; Ры-

балко и др., 2022). Так, исследования озер по берегам Кольского п-ова и Карелии (Колька и др., 2013) показали, что впервые приледниковый пресноводный бассейн возник в Беломорской депрессии в аллереде. Но уже в конце этого межста-



**Рис. 5.** Смещение слоев ленточных глин в результате геодинамических движений (сплошные стрелки) и потеря зон корреляции слоев в результате оползания блоков четвертичных отложений (пунктирная стрелка). Ладожское озеро (Материалы ФГУНПП «Севморгео»).

**Fig. 5.** Varved clays faulting as a result of geodynamics (black arrows) and zones of uncorrelation as a result of quaternary sediments sliding (dashed arrow). Ladoga Lake (materials of «Svmorgeo»).

диаля, в ходе позднеледниковой морской трансгрессии в него начали поступать морские воды, так как уровень порога стока в Горле Белого моря находился тогда ниже уровня моря. По крайней мере, в конце позднего дриаса—начале пребореала морские условия в беломорской котловине уже присутствовали, так как на Кольском побережье установлены морские отложения с возрастом  $11\,230 \pm 340^{14}\text{C л. н.}$  (Рыбалко и др., 2017а). Данные же по изучению затопленных ледниковых и ледниково-озерных отложений в Белом море, свидетельствуют, что в Онежском заливе приледниковые бассейны существовали уже в раннем дриасе (Джиноридзе и др., 1979).

Таким образом, мы видим, что многие закономерности, рассмотренные нами на примере двух крупнейших озер Европы, присущи и внутренним морским бассейнам. Котловины их также были заложены в архей-протерозое. Пути развития морских и озерных бассейнов разошлись, преимущественно, в среднем и даже позднем голоцене (Рыбалко, 1999).

Существенный вклад в развитие палеобассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита внесли послеледниковые геодинамические движения. Послеледниковый их возраст доказывается резкими очертаниями скального рельефа или береговых линий, что отчетливо отличается от сглаженных форм рельефа дочетвертичного возраста, возникших в результате экзарации их ледником. Так, отчетливые следы палеоземлетрясений в период 12000–12500 л. н. встречены во всех основных частях Беломорского бассейна — в Кандалакшском, Двинском и Онежском заливах, а также в районе Горла Белого моря (Рыбалко и др., 2017). Подобные тектоногенные формы рельефа, выражающиеся в формировании протяженных уступов, как в береговой линии, так и под водой были установлены в Ладожском озере (Амантов, Спиридонов, 1989; Aksenov et al., 2020). Наши работы показали, что как в Онежском, так и в Ладожском озерах выделяются многочисленные прямолинейные формы рельефа, особенно в их северной частях, которые могут быть сопо-

ставлены с активизированными в четвертичное, в том числе и в голоценовое время, разломами. Это приводит к нарушению сплошности горизонтов ленточных глин, а также к появлению сейсмогравитационных подсклоновых отложений, возникающих при оползании или оплывании донных отложений (рис. 5).

Триггером гравитационного перемещения грунтов выступают обычно слабые сейсмолочки. Убедительные доказательства о сейсмогенной природе некоторых форм донного рельефа в Ладожском озере приведены ранее (Subetto et al., 1998) и в последние годы Б.А. Ассиновской и С.Б. Николаевой (Ассиновская, 2020; Николаева, Евзеров, 2018).

В последние годы появились серьезные работы по обобщению сейсмогеологических работ в Карелии, в том числе в Ладожском и Онежском озерах. Так, рассмотрение сейсмичности рассматриваемых территорий на основе изучения активных разломов позволило А.А. Никонову и С.В. Швареву (Никонов, Шварев, 2015) прийти к выводу, что морфология берегов рассматриваемых озер во многом зависит от деятельности активизированных в четвертичное время сейсмогенаментов, а максимальная магнитуда сейсмолочков за последние 12000–13000 лет могла достигать 7 баллов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные, основанные как на анализе четвертичного покрова и геоморфологии озерного дна, так и на материалах изучения наземных объектов показывают, что заложение котловин обоих озер, а также внутренних морских бассейнов происходило главным образом в позднем протерозое, на переходной стадии между завершением протерозойской складчатости и началом формирования плитного чехла. Важно подчеркнуть, что дизъюнктивная тектоника, во многом определившая как очертания Ладожского грабена, так и своеобразную морфологию северной части Онежского озера, сохранила свою активность

и в четвертичное время. Именно поэтому контуры древних структурных депрессий достаточно близко совпадают с очертаниями современных ладожской и онежской котловин. Видимо, начальным этапом активизации неотектонических процессов на Русской плите, в том числе и на Балтийском кристаллическом щите, был плиоцен, с которым связывается образование разветвленной сети палеодолин на Русской равнине. Сам Балтийский щит, в том числе территория современной Карелии, сохранили в постплиоценовое время режим сводового поднятия. На фоне этого происходила активизация ранее заложенных линеаментов и именно ослабленные зоны, расположенные между линеаментами, и использовались ледниками для продвижения передовых языков на юг и юго-восток. Максимум экзарации, при этом, происходил на контакте твердых пород кристаллического щита и мягких пород Русской плиты, что и привело к формированию уже четвертичных котловин в зонах развития древних структурных депрессий. Сам ледниковый щит приводил к гляциоизостатическим опусканиям территории, что, в свою очередь, приводило к растрескиванию кристаллических пород. Тренд напряжений в верхнем неоплейстоцене — голоцене имел преимущественно северо-западное простирание, что и привело к появлению генерального направления гляциогенных структур как на суше (ориентировка, например, друмлиновых полей), так и на дне озер (северо-западная ориентировка вытянутых положительных структур).

Ледниковый этап формирования озер имел решающее значение в оформлении морфологии самих озерных котловин и в формировании на их дне макро- и мезоформ рельефа. К первым относятся образование структурно-ледникового рельефа на севере Ладожского озера, ко вторым — пояса гряд на Ладожском (Aksenov et al., 2020) и Онежском (Беляев и др., 2021) озерах. Как уже отмечалось выше, ледник способствовал формированию экзарационных, главным образом, отрицательных форм рельефа, в том числе, формированию бухтовых берегов в южной части озер. Но, не в меньшей мере, мы находим огромное количество аккумулятивных форм, сформированных как в активную фазу движения ледников, так и в период их деградации и возникновения флювиогляциальных потоков. Последующий этап развития дегляциации, а именно формирование приледниковых озер и сопутствующее ему накопление ленточных глин приводили к выравниванию рельефа, а его перекося в результате гляциоизостатических движений приводил к трансгрессивно-регрессивным перемещениям водного зеркала и изменению аккумулятивно-денудационных процессов уже в водной толще.

Описанный ход развития, судя по приведенным выше данным, характерен как для обоих

озер, так и морских внутренних морей (Балтийского и Белого). Он соответствует ранее описанному гляциоседиментационному циклу (Рыбалко, 1999), характерному для озер и морей гляциальной зоны. А вот конкретный возраст каждого из членов этого цикла в конкретном водном бассейне и находящий свое отражение как в донных осадках, так и в специфических формах донного рельефа, различен в обоих озерах.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Статья написана при содействии Российского научного фонда (гранты № 18-17-00176П и № 22-17-00081) и при финансовой поддержке Минпросвещения России в рамках государственного задания (№ проекта VRFY-2023-0010).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Науменко М.А. (2020). Картирование подводного рельефа Ладожского озера // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. СПб.: ААНИИ. С. 259–262.
- Алешин М.И., Видищева О.Н., Валиева Э.И. и др. (2021а). Четвертичные отложения открытой части Онежского озера и Заонежского залива // Геофизические исследования. Т. 22. № 3. С. 35–52. <https://doi.org/10.21455/gr2021.3-3>
- Алешин М.И., Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю. и др. (2019). Изучение придонных осадков в Петрозаводской губе Онежского озера с помощью комплексирования геолого-геофизических методов изучения донных отложений // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 4. С. 98–104. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2019-4-98-104>
- Алешин М.И., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю. и др. (2021б). Результаты комплексирования геолого-геофизических методов с целью определения структуры и свойств осадков Петрозаводской губы Онежского озера // Геофизика. Спецвыпуск. С. 330–340.
- Амантов А.В., Амантова М.Г. (2014). Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. № 59. С. 5–14.
- Амантов А.В., Спиридонов М.А. (1989). Геология Ладожского озера // Советская геология. № 4. С. 83–86.
- Ассиновская Б.А., Карпинский В.В. (2020). Ладожские сейсмические события. СПб: ВСЕГЕИ. 46 с.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н. и др. (2012). Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1: 150 000 // Труды ГИН. № 597. 104 с.
- Беляев П.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А. и др. (2021). Четвертичные отложения и рельеф Онежского озера // Геогр. вестник. Т. 56. № 1. С. 6–16. <https://doi.org/10.17072/2079-7877-2021-6-16>
- Демидов И.Н. (2004). Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье //

- Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. С. 208–218.
- Джиноридзе Р.Н., Кириенко Е.А., Калугина Л.В. и др. (1979). Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука. С. 34–39.
- Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. (1962). Распространение Мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Гостоптехиздат. С. 140–160.
- Квасов Д.Д. (1976). Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука. С. 7–40.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.Й. и др. (2013). Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Сер. географическая. № 1. С. 73–88. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-73-88>
- Лаврова Н.Б. (2005). Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. С. 143–148.
- Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Войнова О.А. и др. (2015). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 400 с.
- Николаева С.Б., Евзеров В.Я. (2018). К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Серия: Геология. № 1. С. 5–14. <https://doi.org/10.17308/geology.2018.1/1386>
- Никонов А.А., Шварев С.В. (2015). Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Мат-лы Междунар. конф. “Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности”. Нерюнгри: СВФУ. С. 243–251.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). (2011) / Под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 431 с.
- Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. (2022) / Отв. ред. Д.А. Субетто. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 333 с.
- Рыбалко А.Е. (1998). История развития водных геосистем периферии Балтийского кристаллического щита в позднем плейстоцене-голоцене // Всерос. совещ. “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. СПб: ВСЕГЕИ. С. 145–146.
- Рыбалко А.Е. (1999). Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ. 48 с.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. (2017а). Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Репкина Т.Ю. и др. (2022). Основные этапы изучения геологии четвертичных отложений Белого моря и дискуссионные проблемы его палеогеографии в позднем неоплейстоцене-голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 848–869. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060152>
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю. (2015). Морской и озерный этапы развития Великих озер Европы (по данным сейсмоакустических исследований) // Геология морей и океанов / Мат-лы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС. С. 310–313.
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю. и др. (2019а). Палеогеография озерных и морских бассейнов восточной периферии Балтийского кристаллического щита в позднем неоплейстоцене и голоцене — итоги работ по программе в 2019 году // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 6. СПб: ААНИИ. С. 242–249. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10635>
- Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Федоров Г.Б. и др. (2020а). Первый опыт инженерно-геологического бурения в Онежском озере // Труды VIII Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)”. Т. II. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 94–97.
- Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Корост Д.В. (2017б). Новые данные о строении Онежского озера по данным геолого-геофизических исследований в 2016–2017 гг. // Труды VI Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2017)”. Т. II. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 254–257.
- Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А. и др. (2020б). Карта четвертичных отложений Онежского озера: результаты комплексных геолого-геофизических работ в 2016–2019 гг. // Труды IX Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)”. Т. III. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 400–404.
- Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А. и др. (2019б). Новые данные о четвертичных отложениях Онежского озера по результатам работ 2016–2018 гг. // Труды VII Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)”. Т. II. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 93–101.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена. 339 с.
- Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. (2010). Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. М.: Изд-во Моск. ун-та. 256 с.
- Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. (2020). Geomorphology of Lake Ladoga basin // Limnology and

- Freshwater Biology. № 4. P. 492–494.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-492>
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Saveliyeva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga // *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 377–386.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. (2019). Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 330–348.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12379>
- Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. (2010). A local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia // *Quat. Int.* Vol. 524. P. 13–23.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021>
- Lebas E., Gromig R., Krastel S. et al. (2021). Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 251. No. 2. P. 106637.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106637>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? // *J. Paleolimnol.* Vol. 65. No. 1. P. 85–99.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu. et al. (2020). Lithostratigraphy and features of the paleogeographic development of Lake Onega and the White Sea in the Late Pleistocene and Holocene // *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 524–526.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-524>
- Saarnisto M., Saarinen T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // *Global and Planetary Change*. Vol. 31. P. 387–405.  
[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)
- Saveliyeva L.A., Andreev A.A., Gromig R. et al. (2019). Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record // *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 349–360. <https://doi.org/10.1111/bor.12376>
- Saveliyeva L.A., Rybalko A.E., Kiskina A.R. et al. (2018). Response of vegetation to climate changes during late glacial and Holocene inferred from pollen record of Lake Onega // *Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference*. Kazan: Publishing House of Kazan University. P. 105–106.
- Subetto D.A., Davydova N.N., Rybalko A.E. (1998). Contribution to the lithostratigraphy and history of Lake Ladoga // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 140. P. 113–119.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00032-7)
- Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. (2020). Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia) // *Minerals*. Vol. 10. No. 11. P. 964.  
<https://doi.org/10.3390/min10110964>
- Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. (2019). Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations // *J. of Paleolimnol.* Vol. 62. No. 1. P. 53–71.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3>

## FORMATION OF THE LARGEST LAKES IN THE NORTH-EASTERN EUROPE AT THE EASTERN PERIPHERY OF THE BALTIC CRYSTALLINE SHIELD<sup>1</sup>

A. E. Rybalko<sup>a,b,f,#</sup>, D. A. Subetto<sup>c</sup>, N. A. Belkina<sup>d</sup>, V. D. Strakhovenko<sup>e</sup>, A. O. Aksenov<sup>b,h</sup>, P. Yu. Belyaev<sup>f</sup>, M. Yu. Tokarev<sup>g</sup>, L. A. Savelyeva<sup>b</sup>, M. S. Potakhin<sup>d</sup>, A. V. Orlov<sup>c,d</sup>, S. R. Korost<sup>a,g</sup>, Yu. A. Kublitsky<sup>c</sup>, and A. S. Loktev<sup>f</sup>

<sup>a</sup>Marine Research Center of Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>c</sup>Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

<sup>d</sup>Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

<sup>e</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

<sup>f</sup>FSBI “VNIIOkeangeologia”, St. Petersburg, Russia

<sup>g</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

<sup>h</sup>FSBI “Arctic and Antarctic Research Institute”, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>E-mail: alek-rybalko@yandex.ru

Since 2014, the joint research team from the Institute of Earth Sciences, Northern Water Problems Institute KRC RAS, the Science Park of Moscow State University, as well as FSBI “VNIIOkeangeologia”, and Herzen State Pedagogical University of Russia has begun a study of Quaternary deposits of Onega and Ladoga Lakes, the largest Russian lakes located on the eastern periphery of the Baltic crystalline shield. Using large volume of data collected in previous studies, and new data obtained by multichannel seismoacoustic profiling

<sup>1</sup> For citation: Rybalko A.E., Subetto D.A., Belkina N.A. et al. (2023). Formation of the largest lakes in the North-Eastern Europe at the eastern periphery of the Baltic Crystalline Shield. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 40–56. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040102>; <https://elibrary.ru/GDUAQA>

and heavy gravity corers, as well as new methods for core analysis the main attention was paid to the geological development of these lakes in the Late Pleistocene-Holocene. The study of the lake Quaternary deposits makes it possible to accurately understand the dynamics of the Scandinavian Ice Shield retreat from the North-Western territory of the Russian Federation. At the same time, the major influence of the glaciers on the lakes formation during its degradation makes it possible to draw regional paleogeographic correlations, starting from the Baltic and ending with the White Sea. The history of the lake basins formation is also of considerable interest, given that there are practically no Phanerozoic deposits. The geological section of the lakes is represented by both Archean-Proterozoic and Quaternary formations.

The article discusses the analysis of new data obtained using multichannel seismoacoustic profiling and long sediment cores (Lake Onega), results of mathematical modeling of cycles of lake basins development (glacial, glacial-lake, lacustrine), and their correlation with the paleogeographic development of the White Sea.

**Keywords:** Lake Onega, Lake Ladoga, seismoacoustic profiling of freshwater basins, Quaternary deposits, the Upper Pleistocene and Holocene, bottom sediments of lakes, drilling, paleolimnology, palaeogeography

## ACKNOWLEDGMENTS

The article was written with the assistance of the Russian Science Foundation, grants No. 18-17-00176P and No. 22-17-00081 and with the financial support of the Ministry of Education of Russia within the framework of the state task (project No. VRFY-2023-0010).

## REFERENCES

- Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. (2020). Geomorphology of Lake Ladoga basin. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 492–494. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-492>
- Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. (2020). Mapping of Lake Ladoga subaqual surface. *Relief i chetvertichnye obrazovaniya Arctiki, SubArctiki i severozapada Rossii*. Vol. 7. Saint-Petersburg: AANII (Publ.). P. 3–10. (in Russ.)
- Aleshin M.I., Gaynanov V.G., Tokarev M.Yu. et al. (2019). Study of Onega Lake Petrozavodsk Bay sub-bottom sediments using complex geophysical and geological data analysis. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 4. Geologia*. No. 4. P. 98–104. (in Russ.). <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2019-4-98-104>
- Aleshin M.I., Rybalko A.E., Tokarev M.Yu. et al. (2021b). Results of combining geological and geophysical methods to define structure and features of Petrozavodsk Bay (Onega Lake) deposits. *Geofizika. Special Issue*. P. 330–340. (in Russ.)
- Aleshin M.I., Vidischeva O.N., Valieva E.I. et al. (2021a). Quaternary sediments of the open part of lake Onega and the Zaonezhsky Bay. *Geofizicheskie issledovaniya*. No. 3. P. 35–52. (in Russ.). <https://doi.org/10.21455/gr2021.3-3>
- Amantov A.V., Amantova M.G. (2014). Lake Ladoga basin development with implications of aspects of the glacial theory. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 59. P. 5–14. (in Russ.)
- Amantov A.V., Spiridonov M.A. (1989). Lake Ladoga geology. *Sovetskaya Geologiya*. No. 4. P. 83–86. (in Russ.)
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Savelieva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga. *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 377–386. <https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- Assinovskaya B.A., Karpinskiy V.V. (2020). Ladozhskie seismicheskie yavleniya (Ladoga seismic phenomena). SPB: VSEGEI (Publ.). 54 p. (in Russ.)
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N. et al. (2012). Tectonics of the White Sea and adjacent areas (The explanation notes to “The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas”, scale of 1:1500 000). *Trudy GIN*. No. 597. P. 1–104. (in Russ.)
- Belyaev P.Yu., Rybalko A.E., Subetto D.A. et al. (2021). Quaternary deposits and geomorphological features of lake Onega. *Geogr. Vestnik*. Iss. 56. No. 1. P. 6–16. (in Russ.). <https://doi.org/10.17072/2079-7877-2021-6-16>
- Demidov I.N. (2004). Onega Lake bottom sediments and level fluctuations in the Late Glacial. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Vol. 7. P. 208–218. (in Russ.)
- Dzhinoridze R.N., Kirienko E.A., Kalugina L.V. et al. (1979). Stratigraphy of the northern White Sea Upper Quaternary deposits. *Pozdnechetvertichnaya istoriya i sedimentogenez okrainnykh i vnutrennikh morei*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 34–39. (in Russ.)
- Glushanin L.V., Sharov N.V., Schiptsov V.V. (Eds.). (2011). Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i mineralogeniya) (The Palaeoproterozoic Onega structure (geology, tectonics, deep structure and mineralogeny)). Petrozavodsk: KarNC RAN (Publ.). 431 p. (in Russ.)
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. (2019). Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 330–348. <https://doi.org/10.1111/bor.12379>
- Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. (2010). A local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia. *Quat. Int.* Vol. 524. P. 13–23. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021>
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Möller J.J. et al. (2013). The Late Weichselian and Holocene relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba settlement, southern coast of Kola Peninsula. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. No. 1. P. 73–88. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-73-88>
- Kvasov D.D. (1976). Origin of Onega Lake depression. *Paleolimnologiya Onezhskogo ozera*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 7–40. (in Russ.)
- Lavrova N.B. (2005). Distribution of Onega Lake basin vegetation during the last glacial degradation. *Geologiya*

- i poleznye iskopaemye Karelii*. Vol. 8. P. 143–148. (in Russ.)
- Lebas E., Gromig R., Krastel S. et al. (2021). Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 251. No. 2. P. 106637. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106637>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? *J. Paleolimnol.* Vol. 65. No. 1. P. 85–99. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Maksimov A.V. Bogdanov Ju.B., Vojnova O.A. et al. (2015). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1: 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Baltiiskaya. List P-(35), 36. Petrozavodsk. Ob'yasnitel'naya zapiska (State geological map of Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (third generation). Baltic series. Plot P-36. Petrozavodsk. Explanation note). Saint-Petersburg: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI (Publ.). 400 p. (in Russ.)
- Nikolaeva S.B., Evzerov V.Ya. (2018). On geodynamics of the Kola region in the Late Pleistocene and Holocene: a review and studies results. *Vest. VGU. Seria: Geologia*. No 1. P. 5–14. (in Russ.)
- Nikonov A.A., Shvarev S.V. (2015). Seismogenic lineaments and destructive earthquakes in the Russian part of the Baltic shield: new approach for long-time evaluations (134 000 years). *Mat-ly Mezhdunar. konf. "Geologo-geofizicheskaya sreda i raznoobraznye proyavlenii aseismichnosti"*. Nerjungri: SVFU (Publ.). P. 243–251. (in Russ.)
- Rybalko A.E. (1998). Development history of the Baltic Shield periphery water geosystems at the late Pleistocene-Holocene. *Vseros. sovesh. "Glavneishie itogi v izuchenii chetvertichnogo perioda i osnovnye napravleniya issledovaniy v XXI veke"*. Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). P. 145–146. (in Russ.)
- Rybalko A.E. (1999). Pozdnechetvertichnyi sedimentogenez vnutrennikh morei glyatsial'nykh shel'fov Severo-Zapada Rossii (The Late Quaternary sedimentogenesis of inland seas at the glacial shelf of the Russian North-West). PhD thesis. Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 48 p. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Shzuravlev V.A., Semenova L.R. et al. (2017). The Quaternary deposits of the White Sea and evolution history of the modern White Sea basin at the Pleistocene-Holocene. *Sistema Belogo morya. Vol. IV. Processy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Nauchnyi mir (Publ.). P. 16–84. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Fedorov G.B. et al. (2020). First experience of geologic coring at Onega Lake. *Trudy VIII Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. "Morskie issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2019)"*. Iss. 2. Tver': PoliPRESS (Publ.). P. 94–97. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Repkina T.Yu. et al. (2022). The main stages in the studying Quaternary Deposits of the White Sea and controversial Problems of its Late Pleistocene and Holocene paleogeography. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Vol. 86. No. 6. P. 848–869. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622060152>
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu. (2015). Marine and lacustrine development stages of the Great European Lakes (obtained with seismoacoustic surveys). *Geologiya morei i okeanov: Mat-ly XXI Mezhdunar. nauch. konf. (Shkoly) po morskoi geologii*. Iss. IV. Moscow: GEOS (Publ.). P. 310–313. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu. et al. (2019). Paleogeography of lakes and marine basins of the Eastern periphery of the Baltic crystal shield in Late Pleistocene and Holocene – results of the investigation on program in 2019. *Relief i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii. Vol. 6*. Saint-Petersburg: AARI (Publ.). P. 242–249. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10635>
- Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu. et al. (2020). Lithoseismostratigraphy and features of the paleogeographic development of Lake Onega and the White Sea in the Late Pleistocene and Holocene. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 524–526. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-524>
- Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Korost D.V. (2017). New data on Onega Lake deposits according to geological-geophysical studies on 2016–2017. *Trudy VI Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. "Morskie issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2017)"*. Vol. 2. Tver: PoliPRESS (Publ.). P. 254–257. (in Russ.)
- Rybalko A.E. Tokarev M.Yu., Subetto D.A. et al. (2019). New data on the Quaternary deposits of Onega Lake according to results of 2016–2018 fieldwork. *Trudy VIII Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. "Morskie issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2018)"*. Iss. 2. Tver': PoliPRESS (Publ.). P. 93–101. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Subetto D.A. et al. (2020). Map of quaternary deposits of the Onega Lake: result of the complex geological-geophysical studies on 2016–2019. *Trudy IX Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. "Morskie issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2020)"*. Iss. 3. Tver': PoliPRESS (Publ.). P. 400–404. (in Russ.)
- Saarnisto M., Saarinen T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines. *Global and Planetary Change*. Vol. 31. P. 387–405. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)
- Savelieva L.A., Andreev A.A., Gromig R. et al. (2019). Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. Vol. 48. Iss. 2. P. 349–360. <https://doi.org/10.1111/bor.12376>
- Savelieva L.A., Rybalko A.E., Kiskina A.R. et al. (2018). Response of vegetation to climate changes during late glacial and Holocene inferred from pollen record of Lake Onega. *Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference*. Kazan': Publishing House of Kazan University (Publ.). P. 105–106.
- Shalaeva N.V., Starovojtov A.V. (2010). Osnovy seismoakustiki na melkovodnykh akvatoriyakh (Seismoacoustic basics at the shallow water basins). Moscow: MGU (Publ.). 256 p.
- Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. (2020). Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia).

- Minerals*. Vol. 10. No. 11. P. 964.  
<https://doi.org/10.3390/min10110964>
- Subetto D.A. (2009). Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii (Lake bottom sediments: paleolimnological reconstructions). Saint-Petersburg: RGPU im. A.I. Gertsena (Publ.). 343 p. (in Russ.)
- Subetto D.A. (Ed.). (2022). Paleolimnologiya Onezhskogo ozera: ot prilednikovogo ozera k sovremennym usloviyam (Paleolimnology of Lake Onego: from the Onego Ice Lake to the present state). Petrozavodsk: KarNCRAN (Publ.). 333 p. (in Russ.)
- Subetto D.A., Davydova N.N., Rybalko A.E. (1998). Contribution to the lithostratigraphy and history of Lake Ladoga. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 140. P. 113–119.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00032-7)
- Znamenskaya O.M., Cheremisinova E.A. (1962). The Mga interglacial sea distribution and the main features of its paleogeography. *Voprosy stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii Severo-Zapada Evropeiskoi chasti SSSR*. Leningrad: Gostoptekhizdat (Publ.). P. 140–160.
- Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. (2019). Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *J. of Paleolimnol.* Vol. 62. No. 1. P. 53–71.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3>

**ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ**

УДК 556.56→574(470.12)

**СОЗДАНИЕ ОПОРНОЙ ТРАНСЕКТЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ  
ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ВОДНО-БОЛОТНЫХ УГОДИЙ  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИОНЕЖСКОЙ НИЗМЕННОСТИ<sup>#</sup>**

© 2023 г. П. А. Рязанцев<sup>1,\*</sup>, П. А. Игнашов<sup>2,\*\*</sup>

<sup>1</sup>Отдел комплексных научных исследований КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup>Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

\*E-mail: chthonian@yandex.ru

\*\*E-mail: paul.ignashov@gmail.com

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 10.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Постледниковая история развития побережья Онежского озера в совокупности с современными процессами создает условия для формирования сложных прибрежных экосистем, которые могут быть уязвимы из-за возможных климатических изменений и антропогенного влияния. К таким системам относятся водно-болотные угодья, протянувшиеся вдоль восточного и южного побережья Онежского озера. Научный интерес представляет территория в районе устья р. Андомы, так как здесь сочетается влияние русловых процессов крупной реки, динамика побережья Онежского озера, а также развитие верховых торфяников. Целью исследований было детальное изучение структуры голоценовых отложений на северном берегу р. Андомы, которая отражает этапы формирования и изменчивость природных условий приозерной низменности. Для этого была проложена опорная трансекта, включающая профиль георадиолокационных наблюдений протяженностью 4800 м, дополненный скважинами. На основе данных георадиолокации в сочетании с исследованием торфа по скважинам получен комплексный разрез, характеризующий внутреннее строение торфяника. Вдоль профиля обнаружены аккумулятивные структуры, такие как погребенные береговые валы и палеодюны. Также установлено платоподобное поднятие коренного ложа болота, обрамленное локальными понижениями. Подобную структуру можно рассматривать как деформацию, связанную с гляциодислокациями или неотектоническим воздействием. Кроме основных структурных элементов найдены локальные эрозионные врезы в кровле лимноаллювия, сопровождающиеся песчаными отложениями, которые могут быть приурочены к погребенным палеоруслам р. Андомы. Анализ комплексной трансекты в совокупности с описанием растительности показал существование зон, отличающихся по биолого-экологическим условиям, которые способствуют биологическому разнообразию в районе работ. В перспективе создание подобных опорных трансектов обеспечивает базу для первичного выявления уязвимостей и долгосрочного мониторинга экологической трансформации экосистем.

**Ключевые слова:** Онежское озеро, река Андома, георадарные образы, торфяник, биоразнообразие, экологический градиент

**DOI:** 10.31857/S2949178923040096, **EDN:** YCAWCP

**ВВЕДЕНИЕ**

Постледниковая история развития побережья Онежского озера в совокупности с современным природным и антропогенным воздействием создает условия для формирования сложных при-

брежных экосистем (Кауфман, 1990; Филиппов, 2008), которые в свою очередь обладают высокой уязвимостью из-за возможных климатических изменений и роста антропогенной нагрузки в пределах водосбора Онежского озера (Filatov et al., 2019; Палеолимнология ..., 2022). К таким системам относятся водно-болотные угодья, протянувшиеся вдоль восточного и южного побережья Онежского озера. Большой научный интерес представляет территория, расположенная в районе устья р. Андомы, так как здесь сочетается влияние русловых процессов крупной реки, динамика

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Рязанцев П.А., Игнашов П.А. (2023). Создание опорной трансекты на основе данных георадиолокации для водно-болотных угодий юго-восточной части Прионежской низменности // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 57–71. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040096>. <https://elibrary.ru/YCAWCP>

побережья Онежского озера, а также развитие верховых торфяников. Следует отметить научно обоснованное предложение рассматривать данную территорию в качестве ключевого элемента “экологического каркаса” Вологодской области (Иванищева, 2010), а также наличие в районе уникального общегеологического памятника природы Андомская гора (Иванов и др., 2003).

Цель представленных исследований заключалась в создании опорной трансекты, проходящей по болоту от русла р. Андомы к урезу Онежского озера, которая отражает изменение природных условий и описывает взаимодействие разных уровней экосистемы для изучаемой приозерной низменности. Так как рассматриваемый объект имеет значительный масштаб, в качестве основы для анализа торфяника и подстилающих его минеральных грунтов вдоль трансекты было предложено использовать данные георадиолокационных зондирований. Данный метод хорошо зарекомендовал себя при изучении болотных систем, так как позволяет определять глубину залегания минерального основания залежи, а также выделять стратиграфические слои, обусловленные неоднородностями торфа (Comas et al., 2005; Sass et al., 2010; Proulx-McInnis et al., 2013; Walter et al., 2016; Бричёва и др., 2017; Рязанцев, Игнашов, 2019; Pezdir et al., 2021). Кроме того, изучение грунтов, подстилающих торф, позволяет определить факторы, влияющие на форму и толщину залежи. Ранее было продемонстрировано, что георадарные данные могут быть использованы в качестве основы для реконструкций латерального развития торфяников относительно морфологии ландшафта (Kettridge et al., 2012; Loisel et al., 2013); исследований постледниковых образований и их роли в формировании залежи торфа (Leopold, Völkel, 2003; Comas et al., 2011); гидрогеологического контроля подземных вод в торфянике (Hare et al., 2017; Trappe, Kneisel, 2019). Весомое преимущество метода георадиолокации — получение непрерывных данных о строении приповерхностной части геологического разреза при исследовании достаточно крупных морфологических единиц ландшафтов, таких как урочища и подурочища, за счет высокой производительности.

На сегодняшний день актуальная задача для георадиолокации при обследовании торфяников связана с оценкой запасов углерода (Parsekian et al., 2012; Comas et al., 2017; Carless et al., 2021). Это обусловлено возможностью точного определения мощности торфа по георадарным данным на достаточно большой площади. При этом возрастает роль общего экосистемного анализа, в том числе лучшего понимания взаимосвязи растительного покрова с гидрологией и внутренним строением подстилающих грунтов. В свете чего задачи научно-исследовательских работ включали следующие пункты: выполнение непрерывно-

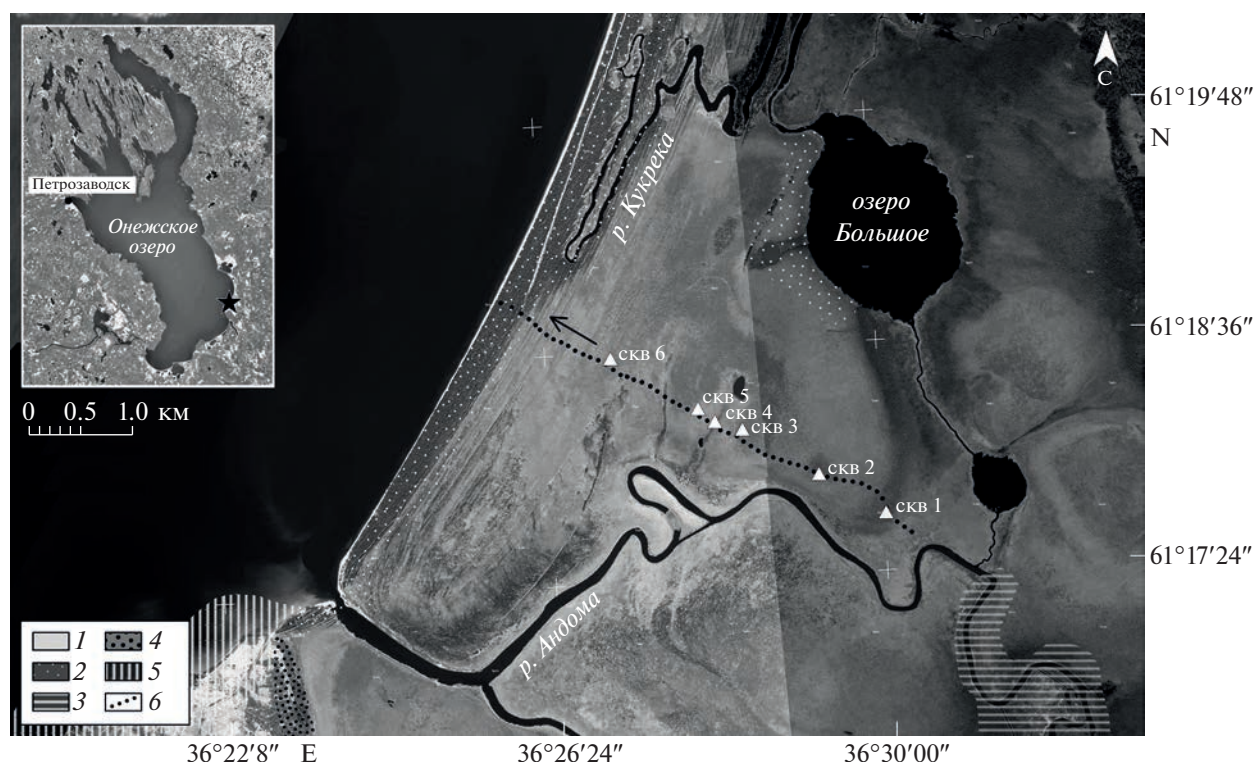
го профиля георадиолокационных наблюдений от р. Андомы к побережью Онежского озера; анализ строения торфяника с опорой на заверочные скважины; выявление особенностей осадочных пород вдоль заданной трансекты, с последующей их привязкой к этапам регрессии Онежского озера в голоцене; определение биолого-экологической зональности вдоль трансекты и ее взаимосвязи с геологическим строением.

## ОПИСАНИЕ РАЙОНА РАБОТ

С физико-географической точки зрения полевые работы проведены на части сложной болотной системы в нижнем течении р. Андомы — Сухоялецком болоте (рис. 1). Территория болота относится к Южно-Прионежскому болотному району (Абрамова, 1965), степень его заболоченности составляет 12.8% (Филоненко, Филиппов, 2013). В данном районе преобладают переходные кустарничково-пушицевые с сосной и березой, и низинные топяные хвощево-осоковые и осоково-гипновые с ивами болота, преимущественно сформированные путем озерного заболачивания (Абрамова, 1965). По данным (Филлипов, 2008) на основной площади болота преобладают мезоолиготрофные и олиготрофные болотные участки, а в приречной части встречаются евтрофные и мезотрофные. В структуре торфяной залежи отмечаются все типы торфов, но доминируют переходные, зольность торфов в пределах 3.1–6.5% (в среднем 4.9%). Средняя глубина залежи — 2.2 м (максимальная 5.1 м). Во флоре болотной системы отмечено около 85 видов сосудистых растений и более 40 видов мхов. Болото подлежит охране в границах “нулевой” залежи как типичное верховое облесенное болото и ценный природный объект.

Базовая информация о четвертичных образованиях района работ была получена на основе листа Р-37-XXV и пояснительной записки к нему (Государственная геологическая карта, 2021). В соответствии с геологической картой, на участке исследований на дочетвертичных образованиях залегает морена ошашковского горизонта (gПос2), сложенная преимущественно валунными суглинками. Морену покрывают осадки голоцена в составе: лимноаллювий (laH) — пески, алевриты, глины мощностью 2.5–15.0 м; озерный ундальювий (lvH) — пески разнозернистые мощностью до 7.7 м; эолий (vH) — слагает песчаные дюны мощностью 3–5 м; аллювий (aH) — пески, галечники, супеси мощностью до 8.6 м; палиустрий (pH) — торф. Полная мощность четвертичных отложений в районе оценивается в 20 м.

Район работ в геоморфологическом плане представляет собой плоскую равнину с абс. отметками 30–50 м. Современный рельеф сформировался на протяжении поздневалдайского оле-



**Рис. 1.** Обзорная схема района работ на основе космоснимка.

1 – палюстрий (pIH) – торф; 2 – эолий (vH) – песчаные дюны; 3 – аллювий поймы и надпойменных террас ( $\alpha$ H) – галька, пески с гравием, супеси, суглинки; 4 – лимноаллювий (laH) – пески, алевроиты, глины; 5 – выходы дочетвертичных образований; 6 – расположение трансекты.

**Fig. 1.** Overview scheme of the study site based on a satellite image.

1 – peat (pIH); 2 – eolian sand dunes (vH); 3 – alluvium of the floodplain terraces – pebbles, sands with gravel, sandy loams, loams ( $\alpha$ H); 4 – limno-alluvial sands, silts, clays (laH); 5 – outcrops of pre-Quaternary bedrocks; 6 – location of the transect.

денения, когда в пределах района располагалась Онежско-Белозерская ледниковая лопасть. Границами последней, отличавшейся большой активностью, служили ледоразделы, приуроченные к Мегорской гряде и Андомской возвышенности (Государственная геологическая карта, 2021). На основании палеорекострукции развития Онежского озера исследуемый район относится к озерной террасе, начиная с бореала (Палеолимнология Онежского озера, 2022). Следует отметить, что покров палюстрия, несмотря на относительно небольшую мощность, выступает фактором, сдерживающим изучение четвертичных отложений прибрежной территории и, соответственно, трансгрессии Онежского озера.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Метод георадиолокации основан на излучении коротких электромагнитных импульсов с последующей регистрацией сигнала, отраженного от геологических неоднородностей среды (Владов, Старовойтов, 2004). В благоприятных условиях георадиолокация характеризуется высокой производительностью и разрешающей способно-

стью, вследствие чего активно используется при изучении стратиграфии осадочных пород, реконструкции условий осадконакопления и характера осадочных процессов (Neal, 2004). При работе на болотах эффективность метода связана с достаточно высоким контрастом электрофизических свойств торфа и подстилающего минерального грунта. Так, относительная диэлектрическая проницаемость торфа варьирует в диапазоне 30–65 единиц, тогда как минеральные грунты имеют диапазон 5–30 в зависимости от состава и влажности. В результате подошва торфяной залежи характеризуется интенсивным отражением зондирующего георадарного сигнала. Следует отметить, что изменчивость внутренних свойств торфа, таких как плотность, влажность и степень разложения также формирует дополнительные отражающие границы (Рязанцев, Игнашов, 2019).

Исследования методом георадиолокации осуществлялись при помощи георадара ОКО-2 (Логис-Геотех, Россия) с антенным блоком 100М, центральная частота которого составляет 100 МГц. Для такой частоты длина электромагнитной волны в среде с  $\epsilon = 40$ –60 составляет 0.3–0.4 м, это



**Рис. 2.** Фотография процесса выполнения георадарной съемки.

**Fig. 2.** Photo of the process of performing a GPR survey.

обеспечивает вертикальную разрешающую способность 0.3 м. Шаг сканирования по профилю составлял 0.1 м, пройденное расстояние определялось датчиком перемещения. Регистрация сигнала осуществлялась на временной развертке 400 нс с 12-типовторным накоплением сигнала. Профиль георадиолокационных наблюдений вдоль трансекты фиксировался GPS-приемником (рис. 2).

В программе GeoScan32 радарограммы обрабатывались с использованием процедур вычитания среднего, частотной фильтрации, коррекции яркости и усиления, коррекции высоты. Далее выполнялся анализ радарограммы, отмечались отдельные седиментационные комплексы и им присваивались значения относительной диэлектрической проницаемости. Средняя скорость электромагнитного сигнала в торфяном массиве составила 4.7 см/нс, что обеспечило эффективную глубину исследования до 7 м. Для песчаных отложений береговой линии скорость была выше — 6.0 см/нс, а глубина зондирования достигала 11 м.

За счет сопоставления георадарных рефлекторов и фаций со стратиграфическими слоями и их последующего прослеживания вдоль опорной трансекты, определялось положение структурных элементов четвертичного покрова, пространственное распространение и мощность его элементов. Установленные на радарограмме неоднородности строения торфяной залежи заверялись ручным бурением торфяным буром конструкции Инсторфа. Скважины бурились вплоть до минерального основания болота. Всего было выполнено шесть скважин глубиной от 2.5 до 6.3 м с отбором и описанием образцов торфа. В лаборатории болотных экосистем ИБ КарНЦ выполнен ботанический анализ торфа. Стратиграфические ко-

лонки торфяной залежи построены с использованием программы “Korpi” (Кутенков, 2013). Дополнительно вдоль трансекты было проведено выделение участков, отличающихся по происхождению, условиям водно-минерального питания и составу растительного покрова. На каждом участке на временных пробных площадях 10×10 м проводились геоботанические описания по общепринятой методике (Шенников, 1964) с составлением списка видов, растущих на пробной площади и указанием их проективного покрытия.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате работ был выполнен непрерывный георадарный профиль, проходящий с юго-востока на северо-запад (аз. 302°), от излучины р. Андомы к побережью Онежского озера, общей протяженностью 4800 м. Координаты начала профиля 61.29318° с.ш. 36.50467° в.д., окончания 61.31505° с.ш. 36.43136° в.д. Первичный анализ записи показал четкий рефлектор, сформированный на границе торфяной залежи и минерального основания (рис. 3). При этом по морфологии, отражающей границы, характеру волнового поля и степени затухания сигнала были получены сведения об изменчивости подстилающих грунтов. На начальном этапе на радарограмме можно выделить два фрагмента обследуемой торфяной залежи, обусловленных типом подстилающих осадков. Первый фрагмент на профиле имеет протяженность порядка 1600 м и мощность торфа 2—3 м, он залегает на песчаном ундалоу. Тогда как второй фрагмент профиля протяженностью 3200 м пересекает преимущественно торфяной массив Сухоялецкого болота с глубинами от 3 до 8 м, который подстилается глинистым лимноаллювием и аллювием.

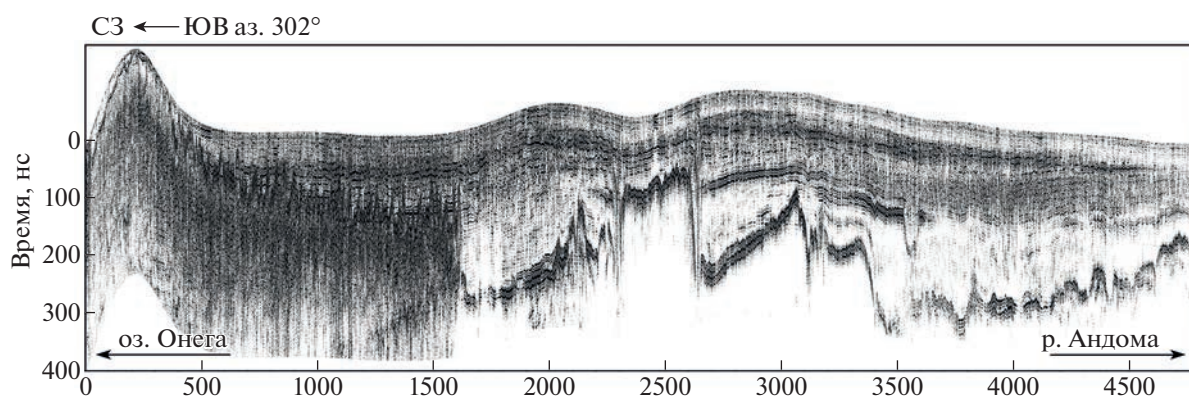


Рис. 3. Временной георадарный разрез, полученный вдоль трансекты.

Fig. 3. GPR time section obtained along the transect.

Дальнейшая интерпретация георадарных данных проводилась с использованием анализа георадарных фаций — выявления фрагментов волнового поля, характерных для определенного типа осадков (рис. 4). В результате были получены основные георадарные образы — паттерны, которые отражают генеральные изменения строения четвертичных отложений вдоль трансекты (табл. 1).

Интересно наличие платоподобного поднятия минерального основания болота на пикетах 2300–2600, воздымающегося на 2–4 м и обрамляемого зонами разрывов и смещения с сопутствующими водотоками. Исследование внутренних георадарных фаций этого плато показывает присутствие наклонных рефлекторов, которые прилегают под углом 7–8° к своеобразному ядру на пикете 2 640, для которого фиксируется локальное затухание сигнала. Далее, на глубине порядка 6–7 м обнаружена ось синфазности, маркирующая нижнюю границу георадарного комплекса (рис. 5). Установленные особенности позволяют рассматривать выделенный участок как деформацию минерального ложа торфяника. Подобная деформация может быть обусловлена гляциодислокацией или неотектоническим воздействием, затрагивающим всю толщу четвертичных отложений. Впоследствии эта структура была частично эродирована, а ее форма повлияла на развитие болота.

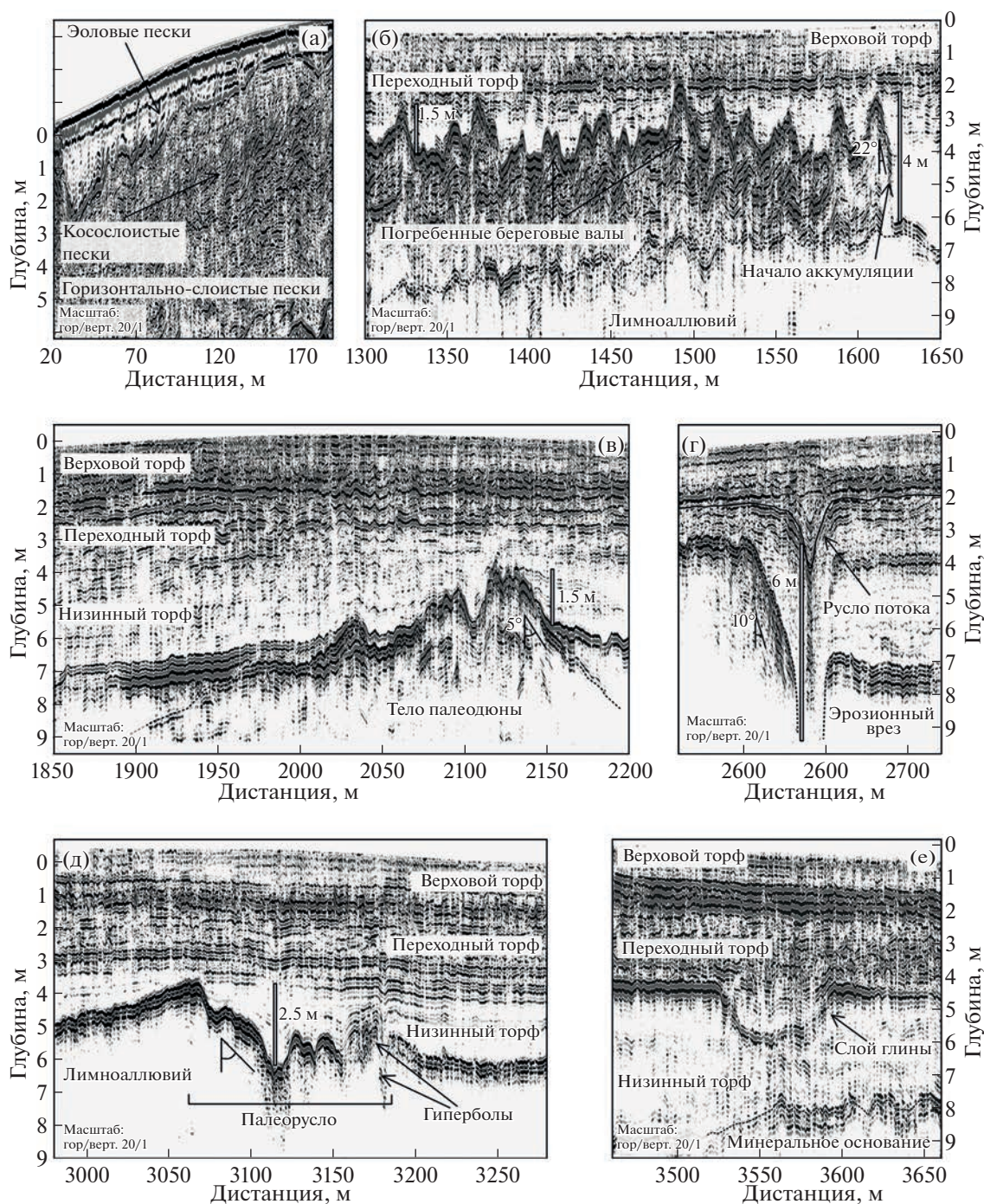
Также в толще торфяной залежи в юго-восточной части трансекты были выявлены отдельные интенсивные рефлекторы, которые в скважинах были идентифицированы как глинистые прослойки между торфами (рис. 4, (е)). Образование подобных горизонтов в торфе может быть связано с эпизодическими разливами р. Андомы в период уже сформировавшегося торфяника. Верхняя граница глинистых прослоек практически совпадает с периодом перехода болота с низинной стадии развития на переходную, т.е. пока уровень

болота был ниже или совпадал с уровнем р. Андомы и Онежского озера, на него во время половодья и с паводками поступали питательные вещества. Позже уровень болота стал выше и аллювиальное влияние прекратилось. Сейчас центр болота получает воду и питательные вещества только с осадками, за исключением проточных топей, там, вероятно, есть выход подземных вод и питание более богатое.

Следующий этап работы заключался в проведении эколого-биологической типизации отдельных зон, отличающихся по внутреннему строению торфяной залежи, составом минерального основания, условиям водно-минерального питания и составу растительного покрова. Всего было выделено пять основных биолого-экологических зон, с учетом растительного покрова, строения торфяной толщи и минерального основания (рис. 6). Зона № 1 находится в области затопления поймы р. Андомы во время сезонного разлива. Зоны 2 и 3 образовались на прибрежной и мелководной части оз. Большое. Зона 4 приурочена к локальным зонам водонасыщения торфа, связанного с дислокациями в минеральном основании. Зона 5 образовалась на песчаных береговых валах Онежского озера. Далее приводится развернутое описание каждой из зон (см. дополнительные материалы)<sup>1</sup>.

**Зона 1.** Участок болота, примыкающий к р. Андоме, и заливаемый ее водами в половодье. Покров мезоевтрофными осоково-травяными сообщества с участием ив, и слабо выраженным моховым покровом. Мощность торфяных отложений от 2 до 4 м, торф преимущественно низинного типа.

<sup>1</sup> Дополнительный материал публикуется на сайте журнала «Геоморфология и палеогеография» — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>



**Рис. 4.** Фрагменты георадарного профиля, демонстрирующие специфические участки записи: прибрежной части (а), погребенных береговых валов (б), погребенной палеодюны (в), водного потока в толще торфа (г), речного эрозионного вреза (д) и типичной торфяной толщи с прослоем глины (е).

**Fig. 4.** GPR cross-section fragments demonstrating specific patterns: coastal part (а), buried coastal ridges (б), buried paleodune (в), water flow in the peat deposit (г) and river erosion incision (д) and a typical peat strata with a clay interlayer (е).

**Зона 2.** Участок длиной около 2 км и шириной 250–300 м, вытянут с юга на север, покрытый мезоолиготрофным сосново-кустарничково-сфагновым сообществом. Разреженный древесный ярус представлен сосной *Pinus sylvestris* с примесью бе-

резы *Betula pubescens*, с сомкнутостью 0.1–0.2, высотой 2–6 м. Имеется хорошо развитый травяно-кустарничковый ярус с доминированием *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre* и *Eriophorum vaginatum*. Моховой покров сплошной и образо-

**Таблица 1.** Основные георадарные образы, выявленные вдоль трансекты, и критерии их идентификации  
**Table 1.** Main GPR patterns identified along the transect and criteria for their identification

Пикеты на профиле, м	Описание георадарного образа	Геологическая интерпретация
0–240	Образ № 1 (рис. 4, (а)). Горизонтальные оси синфазности относительно низкой интенсивности, которые сменяются наклонными осями высокой интенсивности, а далее, начиная с 160 нс, рефлекторы снова принимают субгоризонтальную форму	Фация прибрежных песков, где сверху залегают переотложенные мелкие и бесструктурные эоловые пески (2 м). Ниже расположен слой намытых косослоистых песков ундаллювия (3–5 м), которые в свою очередь подстилаются горизонтально-слоистыми песками и алевроитами лимноаллювия
240–1600	Образ № 2 (рис. 4, (б)). Набор параллельных осей синфазности с множественными гиперболами. Далее расположена серия синформных волнообразных рефлекторов, с очень высокой амплитудой сигнала, которая снизу ограничена рефлектором и областью с высоким затуханием сигнала. Образ сменяется переходом к ровному полю, без интенсивных осей синфазности с резким смещением нижнего рефлектора	Серии береговых валов, сложенных плотными песками, шириной 10–20 м и высотой до 2 м, погребенных под слоем торфа от 0.5 до 3.5 м и эоловых отложений. Фация береговых валов залегает на отложениях алевроита лимноаллювия. При этом она резко прерывается на 1620 м от берега, под углом 22°, что указывает на область начала формирования береговых валов
1900–2200	Образ № 3 (рис. 4, (в)). Поднятие границы основания болота. Появление отражений на поздних временах (до 400 нс) не характерно для вмещающих грунтов, увеличение периода до 35 нс и амплитуды в 1.5–2 раза	Погребенная палеодюна, высотой до 2 м и протяженностью 200 м, расположенная в толще лимноаллювия
2260–2320 2600–2680	Образ № 4 (рис. 4, (г)). Локальная обстановка в виде прогиба осей синфазности, прерывающая субгоризонтальные оси синфазности торфа, с центральной “звенящей” зоной на всем времени записи	Зоны водотока в толще торфяника, шириной 20 м, приуроченные к эрозионным врезам в его минеральном основании
3050–3200 3360–3660	Образ № 5 (рис. 4, (д)). Участки погружения отражающей границы. Появление волнистых форм рефлекторов, а также сопутствующих гипербола и интенсивных отражений на поздних временах (>370 нс)	Эрозионные врезы в минеральное основание торфяника глубиной 1.5–2.5 м и протяженностью 100–200 м, связанные с палеоруслами р. Андомы и ее притоков
1620–2260 2660–4800	Образ № 5 (рис. 4, (е)). Набор субпараллельных прерывистых рефлекторов, в нижней части горизонт затухания, в основании интенсивный рефлектор с периодом сигнала 25 нс	Слоистая торфяная залежь, в нижней части которой повышается степень разложения, подстилается озерными осадками

ван *Sphagnum centrale*, *Sphagnum angustifolium* и *S. fuscum*. Мощность торфяной залежи — 4.7 м. Из которых 2.5 м занимают низинные торфа, перекрываемые 2.2 м переходным и верховым торфом. В залежи на глубинах от 2.5 до 3.3 м имеются глинистые прослойки, свидетельствующие о крупных разливах р. Андомы.

**Зона 3.** Участок занимает центральную часть исследованного болота. Микрорельеф волнистый, покрыт омбротрофными кустарничково-пушицево-сфагновыми растительными сообществами. Древесный ярус представлен единичными соснами высотой до 0.5–2 м. Травяно-кустарничковый ярус образуют *Chamaedaphne calyculata*,

*Eriophorum vaginatum*, *Andromeda polifolia*, с участием *Ledum palustre* и *Vaccinium uliginosum*. В сплошном моховом покрове доминирует *Sphagnum fuscum*, с примесью *S. angustifolium*, *S. magellanicum*. Залежь мощностью 5.5–6 м. Верхний слой залежи (0–1 м) образуют верховые торфа. Под ним от 1 до 2.5 м (мощностью 1.5 м) переходные торфа, подстилаемые слоем низинного торфа. Болото долгое время находилось на низинной стадии развития, с прекращением аллювиального влияния болото перешло на переходную стадию развития, а затем верховую. В залежи на глубинах от 3.5 до 4.0 м имеются глинистые прослойки, свидетельствующие о крупных разливах р. Андомы.

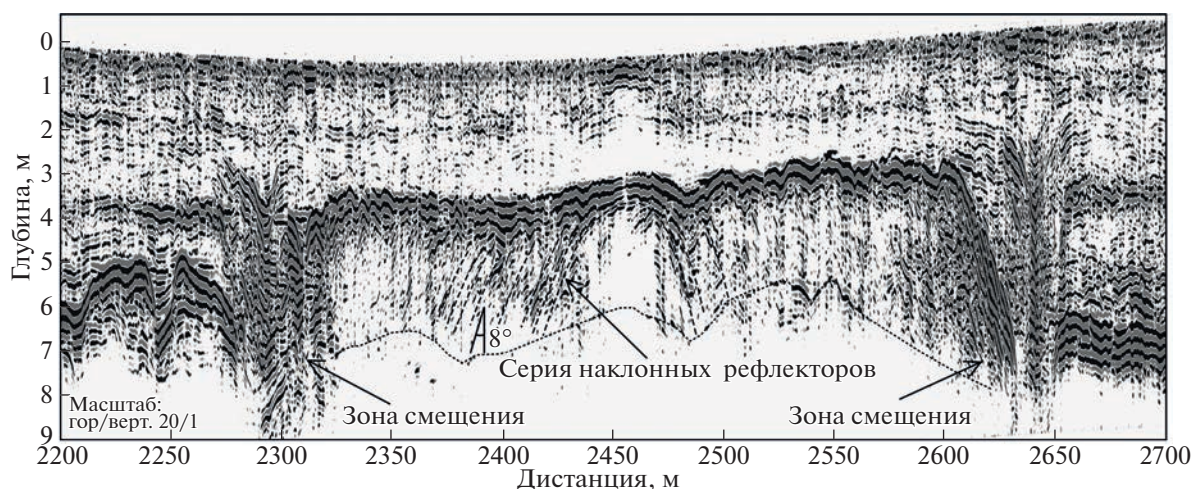


Рис. 5. Фрагмент георадарного профиля, демонстрирующий поднятия минерального ложа торфяной залежи.

Fig. 5. GPR cross-section fragment demonstrating uplifts of the mineral base of the peat deposit.

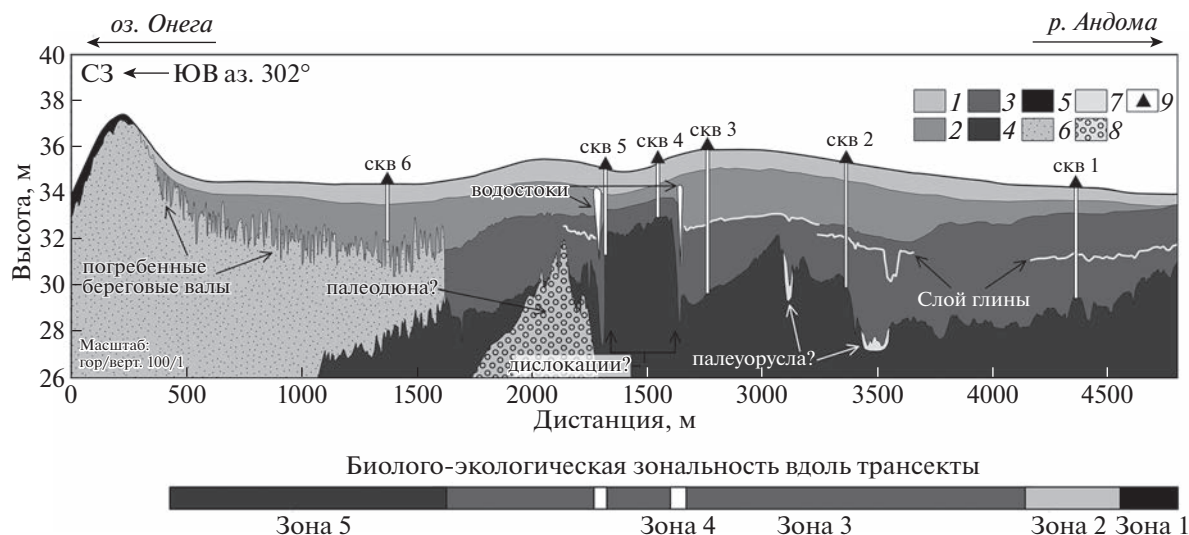


Рис. 6. Комплексный разрез по опорной трансекте.

Торф: 1 – верховой, 2 – переходный, 3 – низовой; 4 – базальные озерные пески и алевриты; пески: 5 – эоловые, 6 – погребенных береговых валов, 7 – аллювиальные предполагаемого речного палеорусла; 8 – палеодюна; 9 – положение скважин ручного бурения; ниже указаны соответствующие интервалы биолого-экологических зон.

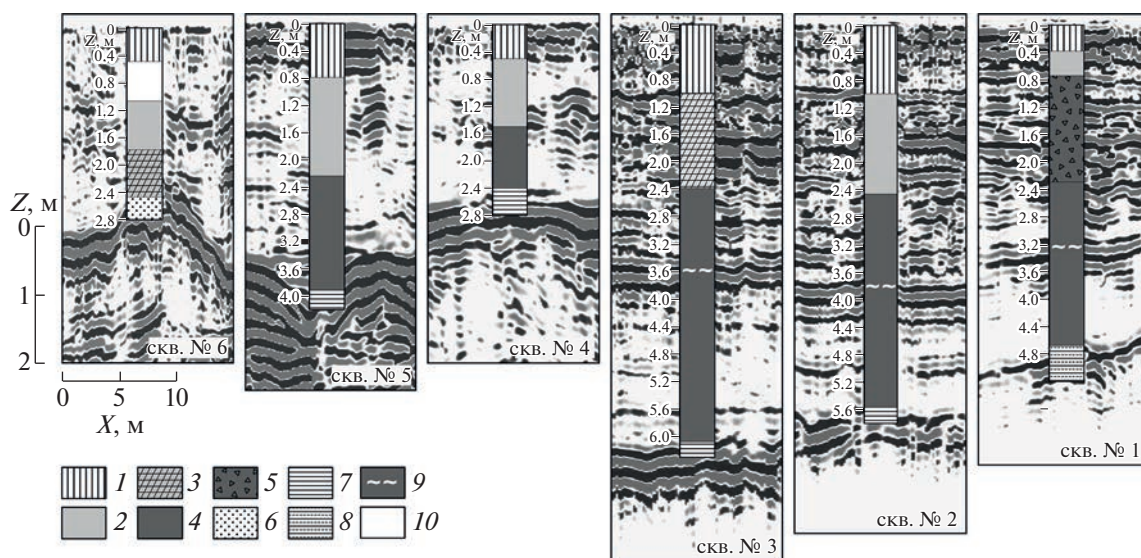
Fig. 6. Complex section along the reference transect.

Peat: 1 – high-moor, 2 – transitional, 3 – bottom; 4 – basal lacustrine sands and silts; sands: 5 – eolian, 6 – of buried coastal ridges, 7 – alluvium sands of the proposed river paleochannels; 8 – paleodune; 9 – position of manual probing; below are the corresponding intervals of bio-ecological zones.

**Зона 4.** Представляет собой проточные топи с мезоевтрофными осоково-хвощово-травяными сообществами. Травяно-кустарничковый ярус 2.5 м сложен низинными и переходными торфами, нижние слои торфа перемешаны с глинистыми частицами. По данным радарограммы данные участки приурочены к краям дислокации, возможно, в этих местах выклиниваются подземные воды, а также обеспечивается ток болотных вод и

это способствует произрастанию более требовательных к водно-минеральному питанию видов.

**Зона 5.** Участок представлен грядово-кочковато-мочажинным комплексом. Невысокие кочки (20–50 см), иногда соединенные в гряды, покрыты кустарничково-сфагновыми сообществами. Мочажины заняты шейхериево-ринхоспорово-сфагновыми сообществами. Торфяная залежь мощностью 2.5 м подстилается песчаными отложениями береговых валов. Нижние слои залежи



**Рис. 7.** Сопоставление буровых колонок заверочных скважин и соответствующих фрагментов радарограммы.

*Торф:* 1 – верховой сфагновый, 2 – переходный осоково-пушицевый, 3 – переходный шейхцериевый, 4 – низовой хвощево-осоковый, 5 – низовой древесный; 6 – пески; 7 – алевриты; 8 – переслоенная толща алеврита и песка; 9 – глинистый слой в торфе; 10 – сильно обводненный торф.

**Fig. 7.** Comparison of peat cores profile and fragments of the GPR cross-section.

*Peat:* 1 – high-moor Sphagnum, 2 – transition-moor sedge-Eriophorum, 3 – transition-moor Scheuchzeria, 4 – low-moor Equisetum-sedge, 5 – low-moor wood; 6 – sands; 7 – silts; 8 – stratum with layers of silt and sand; 9 – interlayered clays in peat; 10 – peat with water.

сложены переходными торфами, верхний слой – верховыми, имеется линза воды на глубине 0.5–1 м. Эта часть болота изначально развивалась в условиях недостатка питательных веществ (подстилают намывные пески), и низинная стадия развития отсутствует.

Результаты анализа торфяных разностей по данным скважин при сопоставлении с радарограммами в целом показали хорошую сходимость, средняя ошибка определения залегания слоев составила 0.25–0.5 м. При этом отдельные георадарные образы, установленные для верхового, переходного и низового торфа, также подтверждены вдоль всей трансекты (рис. 7). Исключение составила зона 4, где торф откладывался в специфических условиях повышенного минерального питания и проточной воды. Вследствие чего на радарограммах в области скважины № 4 и № 5 наблюдается более интенсивное затухание сигнала. Также отмечается более высокая стратификация торфяной залежи в волновом поле георадара в районе скважин 1–3, что может быть связано с большей дифференциацией торфа по ботаническому составу и степени разложения (см. дополнительные материалы). В целом электрофизические свойства торфа являются составными величинами, зависящими от целого ряда факторов, поэтому существует возможность формирования широкого спектра георадарных обра-

зов даже для одного типа торфа в условиях изменчивости его плотности и влажности.

В минеральном основании торфяника по скважинам № 2–4 залегают преимущественно озерные алевриты, имеющие постепенную границу с покрывающим низинным торфом. Только в скважине № 6 обнаружены мелкозернистые пески погребенных береговых валов, отличающиеся резкой границей перехода к торфу, а в скважине № 1 установлена переслоенная толща мелких песков, алевритов и органического вещества, связанная с деятельностью р. Андомы. По данным георадиолокации алевриты уверенно читаются в области скважин № 1–4 за счет резкого затухания сигнала, тогда как слой песков в скважине № 6 демонстрирует четкие серии субгоризонтальных рефлекторов. Исключением является скважина № 5, где, несмотря на алевриты, фиксируются очень интенсивные отражения. По-видимому, увеличение контрастности связано с повышенной контрастностью из-за разуплотнения и обводнения грунта в районе разрывной дислокации.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты выявили ряд особенностей строения района работ, требующих обсуждения. Во-первых, представляет интерес пространственная позиция погребенных палеовалов

(рис. 4, (б)). Наличие резкой границы с соседними осадочными комплексами может свидетельствовать о достаточно быстром начале и интенсивном протекании аккумулятивных процессов. На сегодняшний день, для рассматриваемой части Онежского озера выделено три морфогенетических типа берегов — аккумулятивный, дельтовый и абразионный (в районе г. Андома) (Игнатов и др., 2017). Согласно современным моделям развития Онежского озера, рассматриваемая территория, начиная с пребореала, относилась к озерной террасе (Zobkov et al., 2019), на которой откладывались преимущественно алевритовые отложения лимноаллювия, установленные в основании полученного разреза.

Начальным триггером для формирования обнаруженной протяженной серии валов могла быть регрессия Онежского озера в бореале (~10.3 тыс. л.) с понижением уровня моря до 30 м, вызвавшая интенсивное врезание рек и увеличение поступления песчано-алевритовых отложений после падения базиса эрозии (Демидов, 2006). Об этом могут свидетельствовать признаки эрозионных врезов палеорусел, обнаруженные в базальном слое разреза (рис. 4, (д)). Далее, развитие русла р. Андомы и вынос материала с площади водосбора в совокупности с абразией песков и песчаников Андомской возвышенности значительно стимулировали накопление озерно-аллювиальных отложений. При падении базиса эрозии и смещении береговой линии могла быть сформирована и погребенная палеодюна, залегающая ниже береговых валов (рис. 4, (в)). Основание палеодюны залегает на 3 м ниже базиса эрозии, при этом она частично перекрыта лимноаллювием по направлению к озеру. Интервал алевритов длиной 400 м отражает период остановки аккумуляции песчаных осадков, с последующей резкой интенсификацией таких процессов, что может быть связано с динамикой русла р. Андомы. Кроме того, глубина залегания палеодюны служит фактом, который указывает на положение уровня Онежского озера при регрессии в бореале на 2–3 м ниже общепринятого значения в 30 м. Об этом свидетельствуют и два палеорусла на высотных отметках 30 и 27.5 м, обнаруженные в юго-восточной части профиля (рис. 4, (д)). По всей видимости, под торфяной залежью Сухоялецкого болота находится погребенная сеть меандров и стариц палеорусла р. Андомы, которая развивалась в условиях стока в Онежское озеро. Аналогичную картину на современном этапе можно наблюдать на 1 км юго-восточнее от участка исследований в районе пос. Сорокополье.

Последующая трансгрессия Онежского озера, произошедшая около 9.7 тыс. л. н., поднимает уровень воды в озере до 40–45 м, а сменившая ее регрессия привела к росту торфяников в исследуемом районе (Демидов, 2006), и, как следствие,

перекрытию валов палюстрием. Формирующаяся торфяная залежь периодически затопливается, из-за чего формируются характерные прослой глины (рис. 4, (е)). Позднее в субатлантический период начинается новый этап активной аккумуляции береговых отложений. При этом возрастает роль эоловых процессов, так как формируется отдельная пачка эоловых перевеянных и мелкозернистых песков толщиной до 3 м, которая залегает на более крупных и плотных песках береговых валов (рис. 4, (а)). Следует отметить, на кровле погребенных валов подобная пачка не фиксируется, т.е. активное развеивание грунта не происходило. Косвенным признаком достаточно быстрой аккумуляции материала может служить р. Кукурека, расположенная на 2.3 км севернее р. Андомы (рис. 1). Ранее эта река служила стоком для оз. Большого, однако формирование в северо-западном направлении береговых валов перекрыло ее устье, и тогда сток из озера перешел в р. Андома. Это еще раз показывает, что гидрологический режим современных водно-болотных угодий в южной части Онежского озера тесно связан с динамикой береговых отложений и речных систем, а также таких климатических параметров, как ветровая нагрузка.

Еще одним объектом, требующим детального рассмотрения, является обнаруженное поднятие минерального основания торфяника. Ранее, для исследуемого района были установлены полистадийные деформации, связанные как с тектоническими, так и гляциодинамическими и гравитационно-оползневыми факторами (Колодяжный и др., 2016). Непосредственно генезис горы Андомы связывают с крупной гляциодислокацией, сформировавшейся из-за давления края ледника на девонские отложения (Енгальцев, 2007). Очевидно, что обнаруженные деформации скорее относятся к более позднему периоду, и обусловлены гляциоизостатическими процессами и сопутствующими землетрясениями, протекавшими в постледниковую эпоху (Демидов, 2006). В соответствии с современными представлениями о геодинамике впадины Онежского озера (Шварев, Никонов, 2022), в результате сейсмотектонического воздействия в пределах участка работ вполне могли сформироваться малоамплитудное поднятие и обрамляющие его разрывы, показанные на рис. 5. Также следует отметить возможность влияния криогенных деформаций, признаки которых были установлены в осадках на западном побережье Онежского озера (Чеботарева, 2019). На текущем этапе нет достаточной информации для объяснения источника выявленной деформации озерных осадков, а также ее возраста. Тем не менее ее масштабы позволяют предположить значительную интенсивность геодинамических процессов, протекающих в исследуемом районе в голоцене.

Необходимо учитывать, что биолого-экологическое зонирование вдоль трансекты показало значительное влияние четвертичных отложений на формирование как торфяной залежи, так и наземного растительного покрова. В первую очередь это связано с режимом водно-минерального питания растительности, который в свою очередь во многом определяется рельефом минерального ложа болота, несущего в себе отпечаток целого ряда седиментационных и геодинамических процессов. Например, разрывные дислокации в базальном основании привели к образованию проточных топей с богатым питанием и сопутствующим набором растительных видов, резко контрастирующих с основной площадью болота. В результате чего можно констатировать, что выполнение работ по созданию опорных трансект на водно-болотных угодьях с привлечением метода георадиолокации облегчает выявление закономерностей состава и динамики растительности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные работы показали, что болотный комплекс в устье р. Андомы несет в себе отчетливые следы развития Онежского озера в голоцене. Георадарные работы позволили выявить новые, ранее не известные осадочные маркеры, погребенные под толщей палюстрия, которые отражают этапы динамики берега Онежского озера, а также локальные дислокации, указывающие на протекание деформационных процессов неустойчивой природы. При этом найденные признаки погребенных палеодюны и палеорусел р. Андомы, находящиеся ниже известного минимального уровня Онежского озера в 30 м, требуют дополнительных исследований для обоснования и выполнения реконструкции. Кроме того, полученный опорный разрез вдоль трансекты, включающий биолого-экологическую типизацию, показал существование отличающихся по природным условиям зон. Установленные зоны обусловлены целым рядом природных факторов, в том числе геологическими и геоморфологическими, которые в итоге способствуют биологическому разнообразию. В перспективе используемый подход может быть использован для первичного выявления уязвимостей экосистем, связанных со строением геологического разреза, и долгосрочного комплексного мониторинга экологической трансформации экосистем водно-болотных угодий.

### ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Фотографии, показывающие типичные растительные сообщества, а также диаграммы ботанического состава торфа доступны по адресу: <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Е.Л. Талбонен за ботанический анализ торфа. Исследование проведено в рамках государственного задания Отдела комплексных научных исследований и Института биологии КарНЦ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова Т.Г. (1965). Болота Вологодской области, их районирование и сельскохозяйственное использование // Северо-Запад европейской части СССР. Вып. 4. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та. С. 65–93.
- Бричёва С.С., Матасов В.М., Шилов П.М. (2017). Георадар в геоэкологических исследованиях при искусственном обводнении торфяников // Геоэкология. Инженерная геология, Гидроэкология, Геокриология. № 3. С. 76–83.
- Владов М.Л., Старовойтов А.В. (2004). Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ. 153 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Онежская. Лист Р-37-XXV. Вытегра. Объяснительная записка. (2021) Сост.: А.Л. Буслович, В.И. Гаркуша, В.А. Николаев и др. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ". 124 с. [Электронный ресурс]. URL: [http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap\\_P-37-XXV.pdf](http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_P-37-XXV.pdf) (дата обращения: 31.03.2023)
- Демидов И.Н. (2006). О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. №. 9. С. 171–182.
- Енгальцев С.Ю. (2007). Геологическое строение и генезис дислокаций на Андомской горе // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. №. 1. С. 32–39.
- Иванищева Е.А. (2010). Экологический каркас Вытегорского района Вологодской области // Известия СНИЦ РАН. Т. 12. № 1 (5). С. 1383–1386.
- Иванов А.О., Лукшевич Э.В., Стинкулис Г.В. и др. (2003). Андомская гора — уникальный геологический памятник // Палеонтология и природопользование. Тез. докл. XLIV сессии палеонтологического об-ва. СПб. С. 98–100.
- Игнатов Е.И., Борщенко Е.В., Загоскин А.Л. и др. (2017). Связь геологического строения побережья, истории развития рельефа и динамики берегов Онежского озера // Труды КНЦ РАН. № 3. С. 65–78. <https://doi.org/10.17076/lim514>
- Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Терехов Е.Н. (2016). Структура и эволюция Андомского сегмента юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. № 4. С. 48–67. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16040056>
- Кутенков С.А. (2013). Компьютерная программа для построения стратиграфических диаграмм состава торфа "Corpi" // Труды КарНЦ РАН. № 6. С. 171–176.
- Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. (2022) / Отв.

- ред. Д.А. Субетто. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 333 с.
- Рязанцев П.А., Игнашов П.А. (2019). Георадиолокация болотных отложений (на примере Заонежского полуострова, Карелия) // География и природные ресурсы. № 4. С. 125–134.  
[https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2019-4\(125-134\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2019-4(125-134))
- Чеботарева В.А. (2019). Поздне- и послеледниковые отложения в разрезе низкой террасы на юго-западном побережье Онежского озера // Труды КНЦ РАН. Т. 10. № 6(1). С. 273–278.  
<https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.040>
- Филиппов Д.А. (2008). Структура и динамика экосистем пойменных болот бассейна Онежского озера (Вологодская область). Автореф. дис. .... канд. биол. наук. Вологда. 219 с.
- Филоненко И.В., Филиппов Д.А. (2013). Оценка площади болот Вологодской области // Труды Инсторфа. № 7. С. 3–11.
- Шенников А.П. (1964). Введение в геоботанику. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 447 с.
- Шварев С.В., Никонов А.А. (2022). Влияние сильных землетрясений на рельеф, отложения и гидродинамику района Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям / Отв. ред. Д.А. Субетто. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 218–231.
- Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения. (1990) / Под ред. З.С. Кауфмана. Л.: Наука. 264 с.
- Carless D., Kulessa B., Booth A.D. et al. (2021). An integrated geophysical and GIS based approach improves estimation of peatland carbon stocks // *Geoderma*. Vol. 402. 115176.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115176>
- Comas X., Slater L., Reeve A. (2005). Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR) // *J. Hydrol.* Vol. 315. No. 1–4. P. 40–51.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.020>
- Comas X., Slater L., Reeve A.S. (2011). Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms // *J. Hydrol.* Vol. 399. No. 3–4. P. 173–184.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.031>
- Comas X., Terry N., Hribljan J.A. et al. (2017). Estimating belowground carbon stocks in peatlands of the Ecuadorian páramo using ground-penetrating radar (GPR) // *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 122. No. 2. P. 370–386.  
<https://doi.org/10.1002/2016JG003550>
- Filatov N., Baklagin V., Efremova T. et al. (2019). Climate change impacts on the watersheds of Lakes Onego and Ladoga from remote sensing and in situ data // *Inland Waters*. Vol. 9. No. 2. P. 130–141.  
<https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1533355>
- Hare D.K., Boutt D.F., Clement W.P. et al. (2017). Hydrogeological controls on spatial patterns of groundwater discharge in peatlands // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* Vol. 21. No. 12. P. 6031–6048.  
<https://doi.org/10.5194/hess-21-6031-2017>
- Kettridge N., Binley A., Comas X. et al. (2012). Do peatland microforms move through time? Examining the developmental history of a patterned peatland using ground-penetrating radar // *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 117. No. G3. G03030.  
<https://doi.org/10.1029/2011JG001876>
- Leopold M., Völkel J. (2003). GPR images of periglacial slope deposits beneath peat bogs in the Central European Highlands, Germany // *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. 211. No. 1. P. 181–189.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.211.01.1>
- Loisel J., Yu Z., Parsekian A., Nolan J. et al. (2013). Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis // *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 118. No. 2. P. 373–384.  
<https://doi.org/10.1002/jgrg.20029>
- Neal A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress // *Earth-Sci. Rev.* Vol. 66. No. 3–4. P. 261–330.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Parsekian A.D., Slater L., Ntarlagiannis D. et al. (2012). Uncertainty in peat volume and soil carbon estimated using ground-penetrating radar and probing // *Soil Sci. Soc. Am. J.* Vol. 76. No. 5. P. 1911–1918.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0040>
- Pezdir V., Čeru T., Horn B., Gosar M. (2021). Investigating peatland stratigraphy and development of the Šijec bog (Slovenia) using near-surface geophysical methods // *Catena*. Vol. 206. 105484.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105484>
- Proulx-McInnis S., St-Hilaire A., Rousseau A.N. et al. (2013). A review of ground-penetrating radar studies related to peatland stratigraphy with a case study on the determination of peat thickness in a northern boreal fen in Quebec, Canada // *Progress in Physical Geography*. Vol. 37. No. 6. P. 767–786.  
<https://doi.org/10.1177/0309133313501106>
- Sass O., Friedmann A., Haselwanter G. et al. (2010). Investigating thickness and internal structure of alpine mires using conventional and geophysical techniques // *Catena*. Vol. 80. No. 3. P. 195–203.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.11.006>
- Trappe J., Kneisel C. (2019). Geophysical and sedimentological investigations of peatlands for the assessment of lithology and subsurface water pathways // *Geosciences*. Vol. 9. No. 3. 118.  
<https://doi.org/10.3390/geosciences9030118>
- Walter J., Hamann G., Lück E. et al. (2016). Stratigraphy and soil properties of fens: Geophysical case studies from northeastern Germany // *Catena*. Vol. 142. P. 112–125.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.02.028>
- Zobkov M., Potakhin M., Subetto A. et al. (2019). Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations // *J. Paleolimnol.* Vol. 62 (1). P. 53–71.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3>

# DEVELOPMENT OF A REFERENCE TRANSECT BASED ON GPR DATA FOR WETLANDS IN THE SOUTHEASTERN PART OF THE ONEGA LOWLAND<sup>2</sup>

P. A. Ryazantsev<sup>a,#</sup> and P. A. Ignashov<sup>b,##</sup>

<sup>a</sup>Department of Multidisciplinary Scientific Research, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>b</sup>Institute of Biology, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>#</sup>E-mail: chthonian@yandex.ru

<sup>##</sup>E-mail: paul.ignashov@gmail.com

The post-glacial development of the Lake Onega coast, together with modern processes, creates conditions for the formation of complex coastal ecosystems that may be vulnerable to possible climate change and anthropogenic impacts. Such systems include wetlands extending along the eastern and southern coasts of Lake Onega. The area of a special interest is near the mouth of the Andoma River, as it combines the influence of the riverbed processes of a large river, the dynamics of the coast of Lake Onega, and peat lands development. The aim of the research was a detailed study of the structure of the Holocene deposits in the lake-river interval on the northern bank of the Andoma River, which reflects the stages of formation and variability of the natural conditions of the lakeside lowland. A reference transects including 4,800 m long GPR profile, supplemented with boreholes was created. The complex study of GPR cross-section and peat cores revealed the internal structure of the peat bog. A plateau-like uplift of the mineral base of the bog, framed by rupture zones with accompanying watercourses, was found. This area is considered as a deformation formed because of glacial dislocations or because of neotectonic deformations. Besides the main structural elements, local erosion incisions accompanied by sandy deposits, which could be confined to the buried paleochannels of the Andoma River, were found at the top of the limno-alluvial sediments. Analysis of the complex transect together with a vegetation description showed a difference in biological and environmental conditions zones, which contribute to biological diversity of the study site. In the future, the reference transects development provides a basis for the initial identification of vulnerabilities and long-term monitoring of the ecological transformation of ecosystems.

**Keywords:** Lake Onega, Andoma River, GPR patterns, peatlands, biodiversity, ecological gradient

## SUPPLEMENTARY MATERIALS

Supplementary data to the article by Ryazantsev, Ignashov (2023) is available at: <https://geomorphology.ig-ras.ru/jour/pages/view/dopmat>.

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank E.L. Talbonen for the botanical analysis of peat. The study was conducted within the framework of the state assignment of the Department of Integrated Scientific Research and the Institute of Biology of the KarSC RAS.

## REFERENCES

- Abramova T.G. (1965). Mires of the Vologda Region, their zoning and agricultural use. *Severo-Zapad evropeiskoi chasti SSSR. Vol. 4*. Leningrad: Leningrad University (Publ.). P. 65–93. (in Russ.).
- Bricheva S.S., Matasov V.M., Shilov P.M. (2017). Ground penetrating radar (GPR) as a part of integrated landscape studies on peatlands. *Geokologiya. Inzheneraya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya*. No. 3. P. 76–83. (in Russ.).
- Buslovich A.L., Garkusha V.I., Nikolaev V.A. et al. (2021). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Onezhskaya. List P-37-XXV. *Vytegra. Ob "yasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. Second edition. Onega series. Sheet P-37-XXV. Vytegra. Explanatory letter). Moscow: VSEGEI. 124 p. (in Russ.). [Electronic data]. URL: [http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap\\_P-37-XXV.pdf](http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_P-37-XXV.pdf) (access date: 31.03.2023)
- Carless D., Kulesa B., Booth A.D. et al. (2021). An integrated geophysical and GIS based approach improves estimation of peatland carbon stocks. *Geoderma*. Vol. 402. 115176. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115176>
- Chebotareva V.A. (2019). Late and post glacial sediments in the section of a low terrace, the southwest coast of lake Onega. *Trudy KarRC RAS*. Vol. 10. No. 6 (1). P. 273–278. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.040>
- Comas X., Slater L., Reeve A. (2005). Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). *J. Hydrol.* Vol. 315. No. 1–4. P. 40–51. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.020>

<sup>2</sup> For citation: Ryazantsev P.A., Ignashov P.A. (2023). Development of a reference transect based on GPR data for wetlands in the southeastern part of the Onega Lowland. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 57–71. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040096>; <https://elibrary.ru/YCAWCP>

- Comas X., Slater L., Reeve A.S. (2011). Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms. *J. Hydrol.* Vol. 399. No. 3–4. P. 173–184.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.031>
- Comas X., Terry N., Hribljan J.A. et al. (2017). Estimating belowground carbon stocks in peatlands of the Ecuadorian páramo using ground-penetrating radar (GPR). *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 122. No. 2. P. 370–386.  
<https://doi.org/10.1002/2016JG003550>
- Demidov I.N. (2006). O maksimal'noi stadii razvitiya Onezhskogo prilednikovogo ozera, izmeneniyakh ego urovnya i glyatsioizostaticheskom podnyatii poberezhii v pozднеnednikov'e (On the maximum stage of development of the Onega periglacial lake, changes in its level and glacioisostatic uplift of the coasts in the late glacial period). *Geology and Commercial Minerals of Karelia.* Vol. 9. P. 171–182. (in Russ.).
- Engalychev S.Yu. (2007). Geological structure and genesis of dislocations on the Andoma Hills. *Vestn. SPbGU. Ser. 7. Geologiya. Geografiya.* No. 1. P. 32–39. (in Russ.).
- Filatov N., Baklagin V., Efremova T. et al. (2019). Climate change impacts on the watersheds of Lakes Onego and Ladoga from remote sensing and in situ data. *Inland Waters.* Vol. 9. No. 2. P. 130–141.  
<https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1533355>
- Filonenko I.V., Philipov D.A. (2013). Estimation of the area of mires in the Vologda Region. *Trudy Instorfa.* No. 7. P. 3–11. (in Russ.).
- Hare D.K., Boutt D.F., Clement W.P. et al. (2017). Hydrogeological controls on spatial patterns of groundwater discharge in peatlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* Vol. 21. No. 12. P. 6031–6048.  
<https://doi.org/10.5194/hess-21-6031-2017>
- Ignatov E.I., Borshchenko E.V., Zagoskin A.L. et al. (2017). Connection between the geological structure of lake Onego region, its topographic evolution and the dynamics of the lake shores. *Trudy KarRC RAS.* No. 3. P. 65–78. (in Russ.).  
<http://dx.doi.org/10.17076/lim514>
- Ivanishcheva E.A. (2010). Ecological network of Vytegra district in Vologda Region. *Izvestiya RAS SamSC.* Vol. 12. No. 1(5). P. 1383–1386. (in Russ.).
- Ivanov A.O., Lukshevich E.V., Stinkulis G.V. et al. (2003). Andoma Hill – a unique geological monument. *Paleontologiya i prirodopol'zovanie. Tezisy dokladov XLIV sessii paleontologicheskogo ob-va.* Saint Petersburg. P. 98–100. (in Russ.).
- Kaufman Z.S. (Ed.). (1990). Ekosistema Onezhskogo ozera i tendentsii ee izmeneniya (Ecosystem of Lake Onega and trends in its change). Leningrad: Nauka (Publ.). 264 p. (in Russ.).
- Kettridge N., Binley A., Comas X. et al. (2012). Do peatland microforms move through time? Examining the developmental history of a patterned peatland using ground-penetrating radar. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 117. No. G3. G03030.  
<https://doi.org/10.1029/2011JG001876>
- Kolodyazhny S.Yu., Baluev A.S., Terekhov E.N. (2016). Andoma Segment of Southeastern Margin of Fennoscandian Shield: Structure and Evolution. *Geotectonics.* No. 4. P. 48–67. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.7868/S0016853X16040056>
- Kutenkov S.A. (2013). Korpi software for plotting stratigraphic diagrams of peat composition. *Trudy KarRC RAS.* No. 6. P. 171–176. (in Russ.).
- Leopold M., Völkel J. (2003). GPR images of periglacial slope deposits beneath peat bogs in the Central European Highlands, Germany. *Geological Society, London, Special Publications.* Vol. 211. No. 1. P. 181–189.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.211.01.1>
- Loisel J., Yu Z., Parsekian A., Nolan J. et al. (2013). Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 118. No. 2. P. 373–384.  
<https://doi.org/10.1002/jgrg.20029>
- Neal A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 66. No. 3–4. P. 261–330.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Parsekian A.D., Slater L., Ntarlagiannis D. et al. (2012). Uncertainty in peat volume and soil carbon estimated using ground-penetrating radar and probing. *Soil Sci. Soc. Am. J.* Vol. 76. No. 5. P. 1911–1918.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0040>
- Pezdir V., Čeru T., Horn B. et al. (2021). Investigating peatland stratigraphy and development of the Šijec bog (Slovenia) using near-surface geophysical methods. *Catena.* Vol. 206. 105484.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105484>
- Philipov D.A. (2008). Struktura i dinamika ekosistem poimennyykh bolot basseina Onezhskogo ozera (Vologodskaya oblast') (Structure and dynamics of ecosystems of floodplain mires of the Lake Onega basin (Vologda Region)). PhD thesis. Vologda. 219 p. (in Russ.).
- Proulx-McInnis S., St-Hilaire A., Rousseau A.N. et al. (2013). A review of ground-penetrating radar studies related to peatland stratigraphy with a case study on the determination of peat thickness in a northern boreal fen in Quebec, Canada. *Progress in Physical Geography.* Vol. 37. No. 6. P. 767–786.  
<https://doi.org/10.1177/0309133313501106>
- Ryazantsev P.A., Ignashov P.A. (2019). Ground Penetrating Radar measurements of bog deposits (a case study of the Zaonezhskii Peninsula, Karelia). *Geogr. Nat. Res.* No. 4. P. 125–134. (in Russ.).  
[https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2019-4\(125-134\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2019-4(125-134))
- Sass O., Friedmann A., Haselwanter G. et al. (2010). Investigating thickness and internal structure of alpine mires using conventional and geophysical techniques. *Catena.* Vol. 80. No. 3. P. 195–203.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.11.006>
- Shvarev S.V., Nikonov A.A. (2022). The influence of strong earthquakes on the relief, sediments and hydrodynamics of the Lake Onega region. Subetto D.A. (Ed.). *Paleo-*

- limnologiya Onezhskogo ozera: ot prilednikovogo ozera k sovremennym usloviyam*. Petrozavodsk: KarRC RAS (Publ.). P. 218–231. (in Russ.).
- Shennikov A.P. (1964). Vvedenie v geobotaniku (Introduction to geobotany). Leningrad: Leningrad University (Publ.). 447 p. (in Russ.).
- Subetto D.A. (Ed.). (2022). Paleolimnologiya Onezhskogo ozera: ot prilednikovogo ozera k sovremennym usloviyam (Paleolimnology of Lake Onega: from the periglacial lake to modern conditions). Petrozavodsk: KarRC RAS (Publ.). 333 p. (in Russ.).
- Trappe J., Kneisel C. (2019). Geophysical and sedimentological investigations of peatlands for the assessment of lithology and subsurface water pathways. *Geosciences*. Vol. 9. No. 3. 118. <https://doi.org/10.3390/geosciences9030118>
- Vladov M.L., Starovojtov A.V. (2004). Vvedenie v georadiolokatsiyu (Introduction to GPR). Moscow: MSU (Publ.). 153 p. (in Russ.).
- Walter J., Hamann G., Lück E. et al. (2016). Stratigraphy and soil properties of fens: Geophysical case studies from northeastern Germany. *Catena*. Vol. 142. P. 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.02.028>
- Zobkov M., Potakhin M., Subetto A. et al. (2019). Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *J. Paleolimnol.* Vol. 62 (1). P. 53–71. <https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3>

**ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ**

УДК 551.89:556.55.551.8:574(470.25)

**ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ИЗОЛЯЦИИ ОЗЕРА ВИТАЛЬЕВСКОГО  
(ОСТРОВ ВАЛААМ) И ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ  
В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА  
В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ<sup>#</sup>**

© 2023 г. Т. В. Сапелко<sup>1,\*</sup>, Т. Ю. Газизова<sup>1</sup>, А. Д. Моисеенко<sup>2</sup>, А. В. Лудикова<sup>1</sup>,  
Д. Д. Кузнецов<sup>1</sup>, А. Г. Русанов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: tsapelko@mail.ru

Поступила в редакцию 03.04.2023 г.

После доработки 17.07.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Пыльца макрофитов в донных отложениях озер является ценным источником информации об изменении уровня озера. Продолжая наши предыдущие исследования по использованию пыльцевого анализа макрофитов в палеолимнологии, с помощью спорово-пыльцевого анализа авторами изучена колонка донных отложений оз. Витальевского на о-ве Валаам (северная часть Ладожского озера). Для подтверждения полученных результатов палинологического анализа дополнительно проведены литологический и диатомовый анализы донных отложений. С помощью геоботанического и палинологического анализов поверхностных проб озерных отложений установлено распространение макрофитов на внутренних островных озерах на современном этапе. Проведенное комплексное исследование позволило установить этапы развития оз. Витальевского в позднем голоцене: (1) этап залива Ладожского озера с небольшим зарастанием водной растительностью; (2) этап изоляции озера от Ладоги, когда макрофиты практически исчезали из водоема, (3) этап самостоятельного развития оз. Витальевского, когда произошло массовое распространение макрофитов, а затем, в результате антропогенного воздействия, их площадь стала сокращаться. Проведенное исследование на о-ве Валаам позволило получить данные по современному распространению макрофитов в островных озерах северной части Ладожского озера, их динамике в позднем голоцене, а также выполнить методическую работу по установлению роли макрофитов в истории как малых островных озер, так и Ладожского озера.

**Ключевые слова:** Ладожское озеро, островные озера, остров Валаам, поздний голоцен, изоляция, донные отложения, макрофиты, пыльца, диатомовые водоросли, литология, органическое вещество

**DOI:** 10.31857/S2949178923040126, **EDN:** XWGH CZ

**ВВЕДЕНИЕ**

Валаам является наиболее исследованным островом Ладожского озера. На острове работают метеостанция, учебная база РГГМУ, где ежегодно проводятся наблюдения за современным состоянием озер (Степанова и др., 2021). Изучение донных отложений озер острова начато в 1996 г. (Saarnisto, Grönlund, 1996; Saarnisto, 2012). Изуча-

лись озера Витальевское, Антониевское, Зимняковское, Крестовое, Никоновское, Восточное и Западное Игуменские (Saarnisto, 2012). Озера, расположенные на разных абсолютных отметках, изучались в связи с реконструкцией изменения уровня Ладожского озера. Были получены радиоуглеродные датировки. По палинологическим данным озерных осадков о-ва Валаам изучалось развитие древнего земледелия на острове (Vuorela et al., 2001). В 2000-х гг. с помощью палинологического и геохимического анализов изучен разрез болота у оз. Лещева (Кочубей и др., 2012), где была реконструирована растительность в суббореальном и субатлантическом периодах и определены металлы и оксиды металлов в донных отложе-

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Сапелко Т.В., Газизова Т.Ю., Моисеенко А.Д. и др. (2023). Особенности процесса изоляции озера Витальевского (остров Валаам) и динамика растительности в связи с изменением уровня Ладожского озера в позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 72–89. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040126>; <https://elibrary.ru/XWGH CZ>

ниях. Изучение поверхностных проб донных отложений озер с помощью палинологического (Т.В. Сапелко, неопубликованные данные) и диатомового (Н.Н. Давыдова, неопубликованные данные) анализов впервые на о-ве Валаам проводилось в 2002 г. Новые комплексные палеоолимологические исследования на о-ве Валаам начались в 2019 г. Необходимость этих работ возникла в связи с получением новых результатов в рамках исследований группы палеоолимологии ИНОЗ РАН по изучению островных озер северной части Ладожского озера (Sapelko et al., 2020). Ранее изучались озера, расположенные на разных абс. отметках на о-вах Путсаари и Лункулансаари. Проведена реконструкция процессов отделения островных озер от Ладожского озера (Лудикова и др., 2005; Субетто и др., 2005; Сапелко и др., 2014; Сапелко и др., 2018; Газизова, Сапелко, 2020). Выполненные палинологические исследования в рамках этих работ с изучением ботанического анализа торфа (Сапелко и др., 2014; Сапелко, Корнеевская, 2017) показали перспективность изучения пыльцы макрофитов в отделяющихся островных озерах. Так, на примере озер о-ва Лункулансаари (Газизова, Сапелко, 2020) удалось установить связь изменений таксономического состава и обилия макрофитов с трансгрессивно-регрессивными фазами развития Ладожского озера. Новые исследования на подобных озерах о-ва Валаам, процесс изоляции которых проходил в позднем голоцене, позволят продолжить начатые работы.

На о-ве Валаам летом 2019 г. отобраны колонки и поверхностные пробы донных отложений на озерах Антониевское и Витальевское, а летом 2021 г. — на озерах Германовское и Зимняковское. Для установления роли макрофитов в палеоолимологических реконструкциях летом 2021 г. проводилось описание современного зарастания озер Германовское, Зимняковское, Антониевское и Витальевское. Все озера расположены на о-ве Валаам на различных абсолютных высотных отметках и образовались в позднем голоцене в результате изоляции от Ладожского озера (Saarnisto, 2012; Сапелко и др., 2018). В настоящее время это небольшие мелководные мезотрофные лесные озера.

Целью представленного исследования является реконструкция динамики пыльцы макрофитов в донных отложениях озер в процессе отделения оз. Витальевского от Ладожского озера. Результаты палинологического анализа призваны подтвердить данные диатомового анализа, литологического анализа с определением потерь при прокаливании, а также геоботанический анализ.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Валаамский архипелаг расположен в северной части Ладожского озера. Из более чем 50 островов архипелага самым большим является о-в Валаам (27.8 км<sup>2</sup>). Рельеф денудационно-тектонический. Озера и заливы приурочены к тектоническим разломам и трещинам. На острове расположено 11 внутренних озер тектонического происхождения, из которых 9 изолированных озер и 2 озера до сих пор связаны с Ладожским озером. Площадь, занятая болотами, невелика и составляет около 1% (Кучко, 1983).

Остров Валаам расположен на границе южной и средней тайги. Почвы маломощны и представлены примитивными почвами, подбурами, буро-земами, подзолистыми, болотно-подзолистыми, дерново-глебовыми, болотными и антропогенными (Морозова, Лазарева, 2002). На острове преобладают среднетаежные леса с участием неморальных элементов — клена остролистного, липы мелколистной, вяза шершавого (Кучко, 1983). Большая часть острова покрыта сосновыми и еловыми лесами. Небольшую часть (около 5%) занимают березовые леса. На небольших участках встречаются осинники, а также посадки интродуцентов — лиственницы, дуба, пихты и др.

Среднегодовая температура воздуха составляет +3.6°C; средняя температура января — -6.5 — -10°C, средняя температура июля — +16—18.5°C; среднегодовое количество осадков колеблется от 600 до 850 мм (Степанова и др., 2021).

Озеро Витальевское расположено в северо-восточной части о-ва Валаам (рис. 1) на высотной отметке 10.8 м над у. м. и является самым маленьким из внутренних озер. Его площадь составляет 0.005 км<sup>2</sup> с максимальной глубиной 1.9 м (Степанова и др., 2021). Это небольшое заболачивающееся озеро с мощной сплавиной, ширина которой местами составляет более 5 м. Донные осадки представлены гиттиями и песками. Озеро активно зарастает и заболачивается. Из изученных озер острова на момент исследования в 2021 г. самые высокие значения pH — 6.37 определены для оз. Витальевского (табл. 1). При этом данные за 1998—2019 гг. наблюдений (Степанова и др., 2021) показали диапазон значений pH для этого озера 6.2—7.1. Озеро характеризуется повышенной цветностью воды вследствие заболаченности водосбора.

Древесный ярус окружающей озеро территории представлен *Pinus sylvestris*, *Picea abies*, *Betula* spp., *Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Juniperus communis*. Под лесным пологом доминируют *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium myrtillus*, сфагновые мхи на влажных и политриховые мхи (в частности, *Polytrichum commune*) на более сухих участках (куртинах). На топких участках сплавины произрастают куртины *Carex rostrata*, *Calla palustris*, *Comarum palus-*

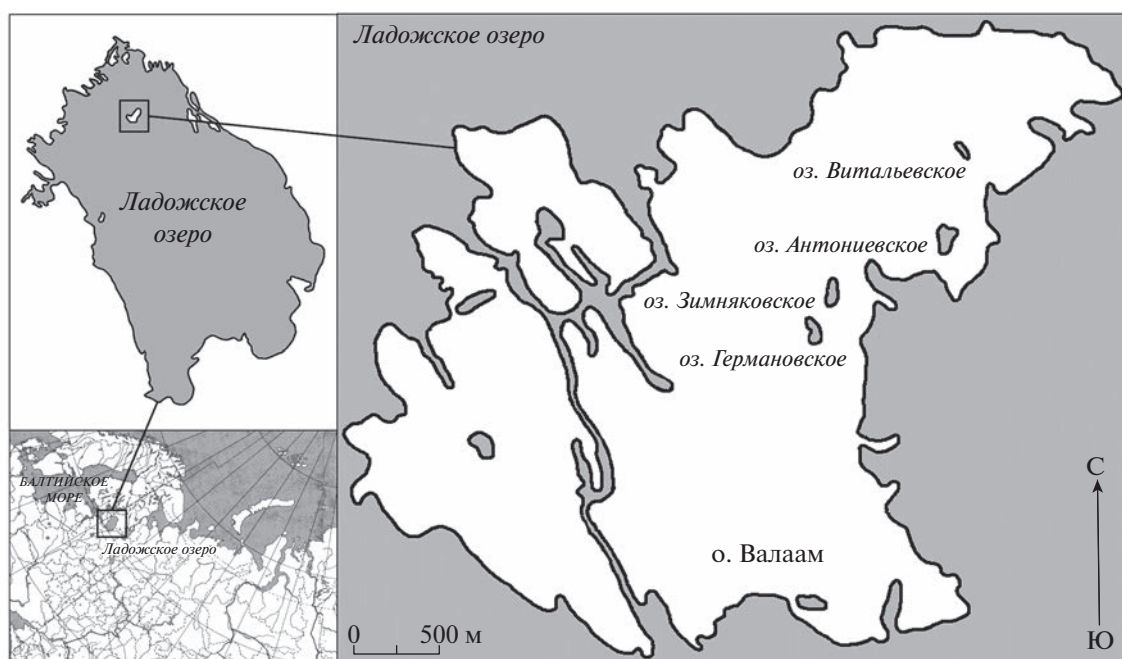


Рис. 1. Карта района исследований.

Fig. 1. Map of the research area.

*tre*, *Naumburgia thyrsiflora*, *Oxycoccus palustris*, *Eriophorum vaginatum*, сфагновые мхи.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Полевые методы.** В рамках полевых работ палеолимнологической экспедиции ИНОЗ РАН на о-ве Валаам в 2019 г. были отобраны поверхностные пробы и колонка донных отложений мощностью 2.3 м. Отбор колонки донных отложений осуществлялся в точке озера с максимальной глубиной 1.9 м ( $61^{\circ}23.9568'$  с.ш.;  $30^{\circ}59.9946'$  в.д.) в летний период с помощью Русского бура длиной 1 м и диаметром 5 см. В 2021 г. исследования на оз. Витальевском были продолжены. Проведены геоботанические исследования, а также отобраны сообщества макрофитов. Отбирались сообщества прибрежных, болотных и других видов растений. На оз. Витальевском отобраны сообщества *Calla palustris*.

**Геоботанический анализ.** Видовой состав и структура зарослей макрофитов изучались с лодки общепринятым методом глазомерного картирования (Катанская, 1988). Для оценки степени зарастания озер использовалась классификация В.Г. Папченко (2001).

**Литологический анализ и потери при прокаливании.** Описание литологических горизонтов проводилось в полевых условиях и корректировалось в лаборатории при разборе кернов. Корреляция кернов проводилась по характерным литологическим границам. Определение потерь при прокаливании (ППП) проводилось по стандартной методике (Heiri et al., 2001) при  $550^{\circ}\text{C}$  в течение 6 ч с последующим взвешиванием.

**Палинологический анализ.** Образцы для анализа подготавливались по модифицированной в Институте озероведения РАН сепарационной методике В.П. Гричука (Гричук, 1940) с использова-

Таблица 1. Гидрохимия озер о-ва Валаам, лето 2021 г.  
Table 1. Hydrochemistry of Valaam Island lakes, summer 2021

Место отбора пробы	Дата	pH	УЭП, мкСм см <sup>-1</sup>	IP	TP	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	TN	Цветность, град.
				мг Р л <sup>-1</sup>		мг N л <sup>-1</sup>		
оз. Германовское	17.06.21	4.83	40	0.013	0.029	0.009	1.24	160
оз. Зимняковское	18.06.21	5.56	33	0.009	0.024	0.030	0.98	113
оз. Антоновское	21.06.21	5.91	35	0.009	0.031	0.012	0.79	81
оз. Витальевское	21.06.21	6.37	56	0.016	0.035	0.023	0.86	88

**Таблица 2.** Радиоуглеродное датирование оз. Витальевского (Saarnisto, 2012)  
**Table 2.** Radiocarbon data of Lake Vitalievskoye (Saarnisto, 2012)

Лабораторный номер	Глубина, м	Материал датирования	$^{14}\text{C}$ , л. н.	Калиброванный возраст, л. н.
Su-2816	2.95–3.00	глинистая гиттия	$2740 \pm 90$	2920–2760
Su-2817A	3.45–3.55	глина	$2950 \pm 150$	3280–2920
Su-2817B	3.45–3.55	глина	$3100 \pm 110$	3420–3150

нием калий-кадмиевой тяжелой жидкости. Определение пылцы и спор проводилось с помощью определителей (Куприянова, Алешина, 1972; 1978) и коллекции ИНОЗ РАН. Также определялись непыльцевые палиноморфы (Van Geel et al., 1989). Для каждого образца было подсчитано не менее 250 зерен древесных пород. Построение спорово-пыльцевой диаграммы осуществлялось с помощью программы Tilia (Grimm, 2004) и Excel. Проценты рассчитывались от общей суммы пылцы древесных, травянистых пород и спор.

**Диатомовый анализ.** Пробоподготовка для диатомового анализа осуществлялась по стандартной методике (Давыдова, 1985). Видовое определение выполнялось с использованием работ (Krammer, Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991). Идентифицированные виды были сгруппированы по местообитанию, отношению к рН и трофности с использо-

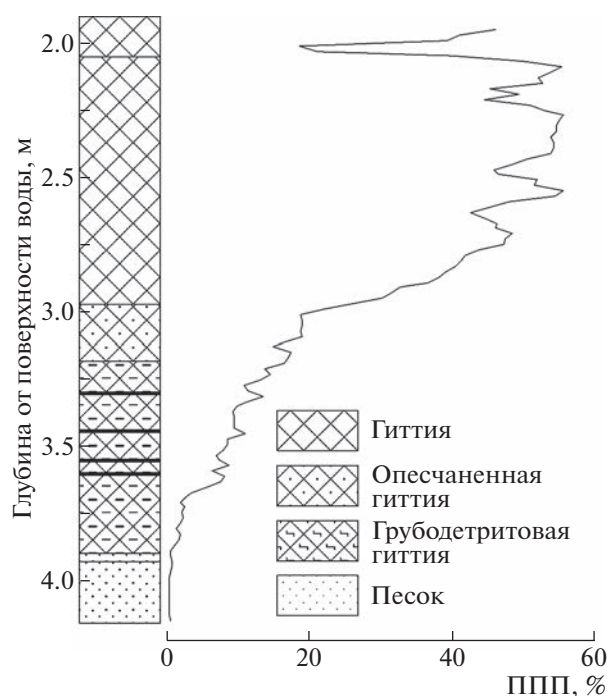
ванием сведений об экологических предпочтениях, приведенных в (Давыдова, 1985; Krammer, Lange-Bertalot, 1991; van Dam et al, 1994). Кроме того, была выделена группа “ладожских” видов, т.е. видов-обитателей больших озер (Hedenström, Risberg, 1999; Лудикова, 2015). Вычислены концентрации створок диатомей в 1 г сухого осадка (Давыдова, 1985) и индекс флористического разнообразия, ИФР (Bennion, 1995). Диаграммы построены с помощью программы C2 (Juggins, 2007).

**Радиоуглеродный анализ.** Радиоуглеродный анализ по колонке донных отложений оз. Витальевского был выполнен финскими коллегами ранее и опубликован (Saarnisto, 2012). В связи с тем, что озеро представляет собой небольшой водоем с относительно ровным дном, то по литологическому составу и изменению органического вещества озерных отложений результаты радиоуглеродного датирования (табл. 2) хорошо соотносятся с новыми представленными результатами. Возраст верхней части разреза рассчитан по скорости осадконакопления (Saarnisto, 2012) и подробному датированию этапов земледелия на о-ве Валаам (Vuorela et al., 2001).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Литологический анализ и потери при прокаливании.** Общая мощность отобранной колонки донных отложений оз. Витальевского составляет 2.3 м (рис. 2). В нижней части залегают пески, размерность которых уменьшается вверх по разрезу. Пески перекрывает алевритовая гиттия (в нижней части опесчаненная), различных оттенков серого и бурого цвета и с прослоями грубого детрита, мощностью до 0.8 см. Верхняя часть разреза сложена темно-бурой однородной гиттией, переход к которой постепенен.

По динамике содержания органического вещества выделено несколько интервалов: 3.88–4.16 м – отложения со стабильно низким содержанием органического вещества (ППП не превышают 1%), представлены песками; 3.68–3.88 м – отложения с постепенным незначительным повышением вверх по разрезу содержания органического вещества (ППП до 1–2%); 3.00–3.68 м – отложения с постоянным постепенным ростом содержания органического вещества с незначительными



**Рис. 2.** Литологическая колонка и динамика потерь при прокаливании оз. Витальевского.

**Fig. 2.** Lithological and loss of ignition dynamics of the Lake Vitalievskoye.

флуктуациями (ППП от 3 до 20%); 2.76–3.00 м — отложения с резким ростом содержания органического вещества (ППП от 22 до 47%); 1.94–2.76 м — отложения с высоким содержанием органического вещества (ППП в диапазоне 39–57%), в котором отмечено несколько интервалов снижения ППП, один из которых, расположенный в приповерхностном горизонте (на глубине 2.1 м), весьма значителен (ППП до 18%).

**Геоботанический анализ.** Озеро Витальевское относится к слабо заросшим водоемам (9%) (табл. 3). В настоящее время озеро активно зарастает и заболачивается. Юго-западный берег образован сплавиной, поросшей мхом (*Sphagnum* spp.) и влаголюбивым разнотравьем; вдоль берега протянулась узкая полоса зарослей *Carex rostrata*. На северо-восточном берегу доминирует лесная растительность, плавающих вдоль берега водных растений практически нет. Растения уреза воды доминируют в зарастании озера (70% в общей площади зарослей). Куртины *Calla palustris* сосредоточены, в основном, в южной заболоченной оконечности озера; здесь же располагаются свободно плавающие на поверхности воды растения — *Hydrocharis morsus-ranae* и *Lemna minor*. Плавающая и погруженная растительность играют второстепенную роль в зарастании водоема (14 и 16% соответственно). Погруженная растительность представлена мхом *Fontinalis antipyretica*, фрагменты которого встречаются, в основном, вдоль юго-западного берега.

**Палинологический анализ.** По результатам палинологического анализа поверхностных проб озер была построена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 3), отражающая характер растительности на изучаемой территории, усредненный за последние несколько лет.

По данным спорово-пыльцевого анализа колонки донных отложений оз. Витальевского построена спорово-пыльцевая диаграмма, на которой выделено пять палинозон (рис. 4). На протяжении всего разреза, за исключением палинозоны 4, в донных отложениях значительно преобладает пыльца древесных растений (>90%), среди которых доминирует пыльца хвойных пород — *Pinus* и *Picea*; существенна роль мелколиственных пород *Betula* и *Alnus glutinosa*.

**Палинозона 1 (3.97–3.65 м).** Доминирует пыльца *Pinus*, содержание которой в среднем составляет порядка 50%, достигая пика в 60%. Исключением является небольшой период в начале зоны (соответствующий прослою песка), где наблюдаются минимальные значения *Pinus* (32–34%) и, напротив, высокая концентрация пыльцевых зерен *Picea* (пиковое значение 52%). В остальном содержание пыльцы *Picea* существенно ниже — оно колеблется от 20 до 28%, увеличиваясь до 32–35% в конце палинозоны. Концентрация пыльцы

**Таблица 3.** Видовой состав и вклад отдельных макрофитов в общую площадь покрытия дна оз. Витальевского (+ — вид отмечен единично)

**Table 3.** Species composition and contribution of individual macrophytes to the total area of the Lake Vitalievskoye bottom coverage (+ — the view is marked singly)

Вид	Площадь	
	га	%
Погруженные гидрофиты		
<i>Fontinalis antipyretica</i> Hedw.	0.006	16
Плавающие гидрофиты:		
<i>Hydrocharis morsus-ranae</i> L.	0.003	9
<i>Lemna minor</i> L.	0.002	5
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith	+	
Гигрогелофиты		
<i>Calla palustris</i> L.	0.008	22
<i>Carex rostrata</i> Stokes	0.018	48
<i>Comarum palustre</i> L.	+	
<i>Naumburgia thyrsoiflora</i> (L.) Reichenb.	+	
Общая площадь	0.037	100

*Betula* составляет в среднем 6–8%, отдельные значения достигают 11–12%; доля пыльцы *Alnus glutinosa* составляет 4–6%. Роль пыльцы *Alnus incana* и *Betula nana* невелика (пики до 2 и 3% соответственно). Пыльца *Abies*, *Corylus* и *Salix* встречается в небольших количествах постоянно. Среди широколиственных пород постоянно присутствует пыльца *Carpinus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* (>1%). Таксономическое разнообразие и обилие пыльцы других групп растений невелики. В травяно-кустарничковом ярусе присутствует пыльца разнотравья. Преобладает пыльца представителей семейств *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae* и родов *Artemisia*, *Ranunculus*. Среди пыльцы макрофитов отмечены *Potamogeton*, единично *Sparganium*. Среди споровых растений преимущественно встречаются споры *Bryales*, *Polypodiaceae*, родов *Polypodium*, *Sphagnum* и *Lycopodium*. Присутствуют зеленые водоросли *Botryococcus* и *Pediastrum*.

**Палинозона 2 (3.65–3.07 м).** Роль пыльцы заметно *Picea* возрастает, в равной степени доминируют хвойные породы — их концентрации колеблются в пределах 28–56% у *Pinus* и 32–56% у *Picea*. Доля пыльцы мелколиственных пород *Betula* и *Alnus glutinosa* снижается и составляет в среднем 3–4 и 2–3% соответственно, однако в конце зоны их концентрация повышается до 8 и 6% соответственно. Обилие пыльцы *Betula nana* по-прежнему невелико, однако к концу зоны также увеличивается (до 5%). Роль и таксономический состав

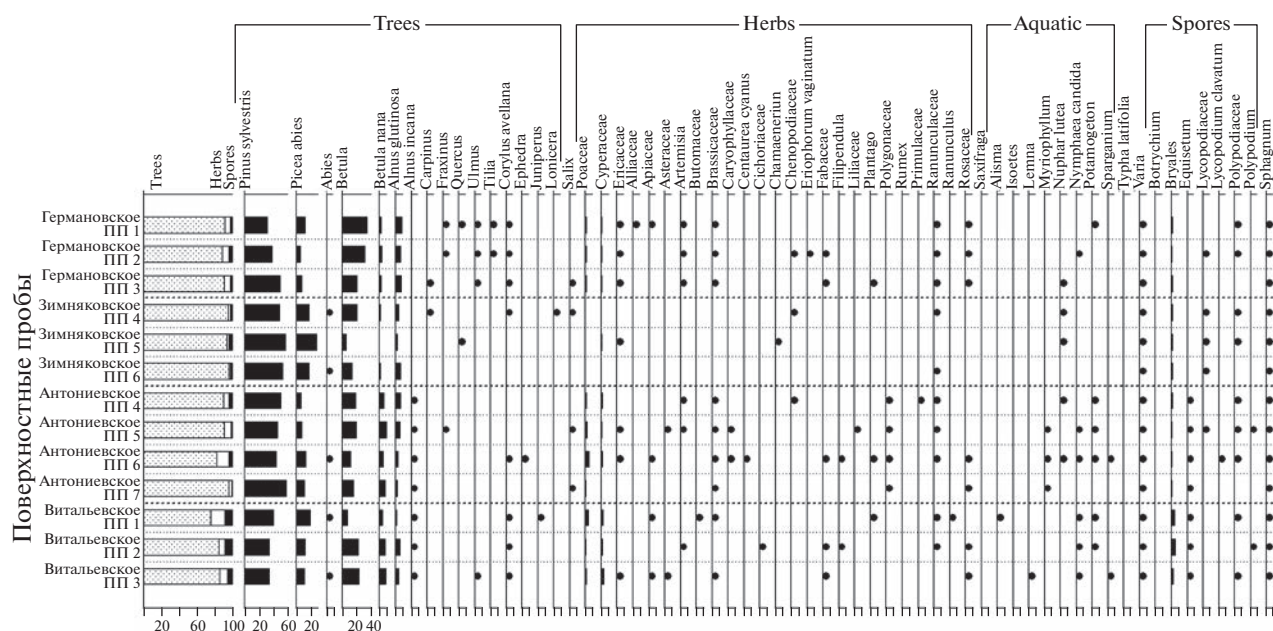


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных проб изучаемых озер о-ва Валаам.

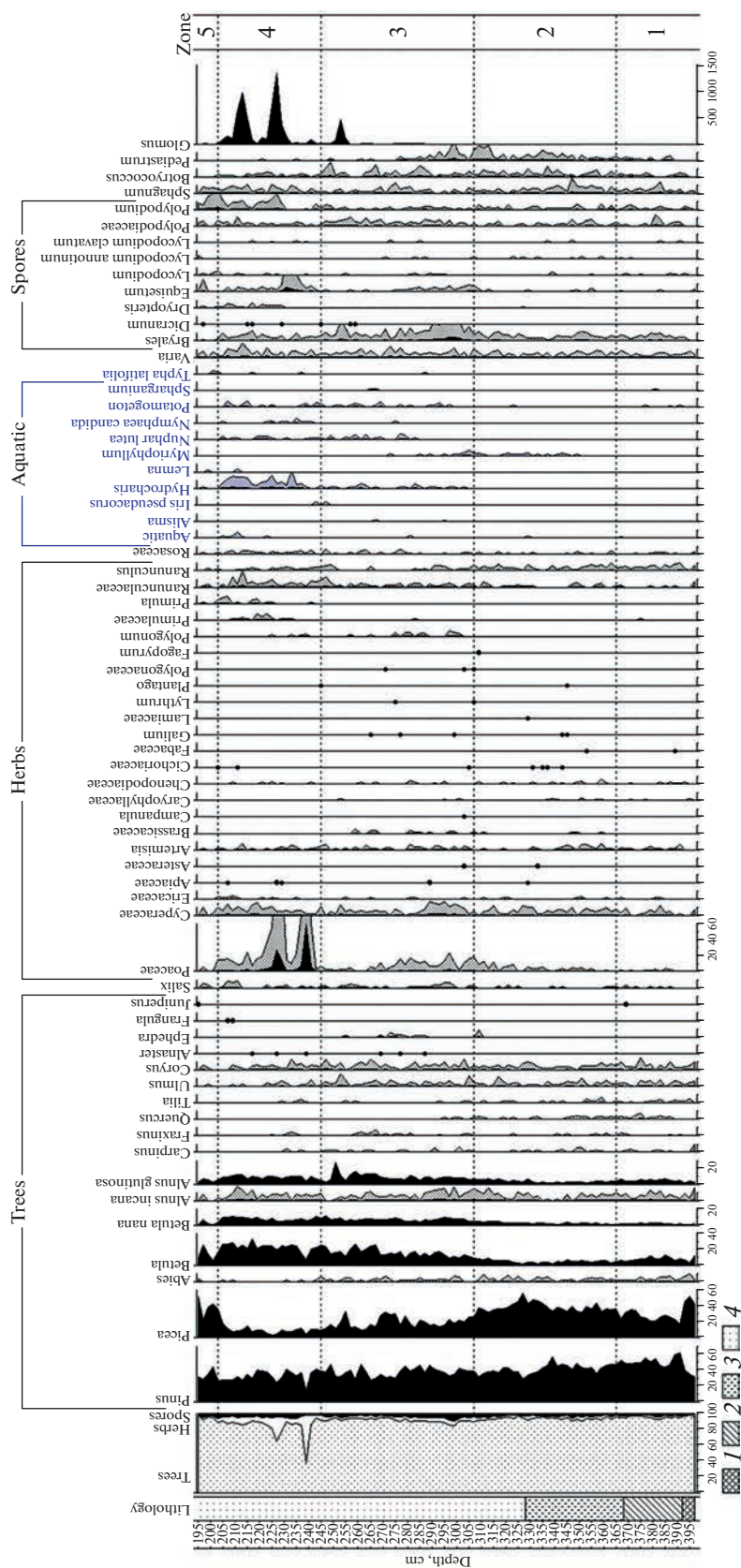
Fig. 3. Pollen diagram of the surface samples of Valaam Island lakes.

широколиственных пород сохраняется, среди них преобладает *Ulmus* (отдельные пики  $>1\%$ ). Разнообразие и обилие пыльцы в травяном ярусе возрастают, увеличивается доля представителей семейств *Рoaceae*, *Сyperaceae*, *Ranunculaceae*, родов *Artemisia*, *Ranunculus*. Встречается пыльца *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, болотных кустарничков *Ericaceae*. Процент водных растений невелик, однако появляется стабильная кривая пыльцы *Myriophyllum*, единично встречается пыльца *Potamogeton*. Возрастает содержание и разнообразие споровых растений, преобладают споры *Bryales*, *Polypodiaceae* (*Polypodium*), *Sphagnum*. На протяжении всей зоны присутствуют споры *Lycopodium* (*L. annotinum*, реже *L. clavatum*). Заметно повышается концентрация *Botryococcus* и *Pediastrum*.

**Палинозона 3 (3.07–2.45 см).** Доминирующая роль пыльцы *Pinus* сохраняется, ее процентное содержание немного снижается и составляет в среднем 32–37%, отдельные пики достигают 47%. Доля пыльцы *Picea* существенно уменьшается, достигая значений 10–14% к концу зоны. Концентрация пыльцы *Betula*, напротив, заметно возрастает – с 11% в начале зоны до 26–27% – в конце. Роль пыльцы *Alnus glutinosa* также увеличивается от 6–8% в первой половине зоны до 13% – в конце (отдельные пики достигают 17 и 27%). Концентрация пыльцы *Betula nana* возрастает до 8–9%, обилие пыльцы *Alnus incana*, *Corylus* и *Salix* также повышается. Среди широколиственных пород сохраняется доминирующая роль пыльцы *Ulmus* (отдельные пики до 1–2%), также преобла-

дает пыльца *Carpinus* и *Fraxinus*. Содержание пыльцы *Tilia* падает, а пыльца *Quercus* исчезает к середине зоны совсем. Появляется пыльца *Ephedra* и *Alnaster*. Процент пыльцы травянистых и споровых растений продолжает расти, это отражается в увеличении их доли в общем составе групп растений в первой половине зоны – до 5–6 и 5–8% соответственно. Повышается разнообразие таксонов в травяно-кустарничковом ярусе, к преобладающим таксонам добавляются представители *Brassicaceae*. Повышается роль пыльцы разнотравья, семейств *Сyperaceae*, *Ranunculaceae* (*Ranunculus* – наоборот снижается) и рода *Artemisia*. Наблюдается существенное увеличение разнообразия и обилия пыльцы макрофитов. На протяжении всей зоны доминирует пыльца *Hydrocharis morsus-ranae* и *Potamogeton* sp. К середине зоны возрастает роль *Nuphar lutea*, а кривая *Myriophyllum* sp. постепенно исчезает. Также встречается пыльца *Alisma plantago-aquatica*, *Polygonum amphibium*, *Sparganium* sp., единично *Nymphaea candida*, *Iris pseudacorus*, *Typha latifolia*. Разнообразие споровых растений сохраняется, повышается обилие спор *Bryales*, в первой половине зоны увеличивается концентрация спор *Equisetum*. К концу зоны заметно уменьшается содержание зеленых водорослей *Pediastrum*. Появляются споры грибов *Glo-tus*, при этом их количество резко увеличивается к концу зоны.

**Палинозона 4 (2.45–2.02 см).** Высокая доля пыльцы *Betula* (около 25%) сохраняется, на протяжении всей зоны. Пыльца *Pinus* по-прежнему доминирует среди древесных пород, однако ее со-



**Рис. 4.** Спорово-пыльцевая диаграмма оз. Витальевского.  
**Fig. 4.** Pollen diagram of the Lake Vitalievskoye.

держание снижается от 37–40% в первой половине зоны до 27% в конце. Процентное содержание пыльцы *Picea* падает до 8–11%, отдельные значения в середине зоны составляет до 3–5%. Доля пыльцы *Alnus glutinosa* остается на довольно высоком уровне и колеблется от 6 до 12% на протяжении большей части зоны. Процент пыльцы *Betula nana* также довольно велик (7–10%). Обилие пыльцы широколиственных пород заметно уменьшается, пыльца *Carpinus*, *Fraxinus*, *Tilia* исчезает к середине зоны. Кривая пыльцы *Ulmus* постепенно прерывается и во второй половине зоны отмечена единично. Процент пыльцы *Corylus* и *Salix* также снижается к концу зоны, единично отмечена пыльца *Alnaster* и *Frangula*. Существенно меняется соотношение между основными группами растений. Роль древесных пород заметно снижается, в то время как доля трав повышается до 8–12%, а ярко выраженные пиковые значения достигает 18, 30 и 60%. Это связано с резким увеличением содержания пыльцы представителей семейства Роасеае в первой половине зоны — до 2–8% с отдельными пиками до 14, 27 и 59%. Общее разнообразие пыльцы травянистых пород немного снижается, к преобладающим таксонам также относится пыльца представителей семейств Суреаеае, Примулаеае, Ранункулаеае, Роасеае, Егисеае, родов *Artemisia*, *Primula*, *Ranunculus*; в меньшей мере — семейства Ченоподиасеае. Среди водных растений доминирует пыльца *Hydrocharis morsus-ranae*, кривая которой практически непрерывна на протяжении всей палинозоны. Также преобладает пыльца *Nuphar lutea*, *Nymphaea candida*, *Potamogeton* sp., *Polygonum amphibium*; единично отмечена пыльца *Iris pseudacorus*, *Lemna minor* и *Typha latifolia*. Таксономическое разнообразие среди споровых растений сохраняется, доминируют споры *Equisetum*, *Polypodium*, Bryales, *Sphagnum*, Polypodiaceae. Встречены споры родов *Dicranum*, *Lycopodium* (включая *L. clavatum*), во второй половине зоны появляются споры *Dryopteris*. Кривая водорослей *Botryococcus* непрерывна, единично отмечен *Pediastrum*. Кривая спор грибов *Glomus* непрерывна, их обилие существенно колеблется в пределах зоны, отмечены несколько ярко выраженных пиков.

**Палинозона 5 (2.02–1.95 см).** Пыльца древесных пород вновь абсолютно доминирует в соотношении между основными группами растений (>92%). Доля пыльцы *Picea* сильно возрастает, ее процент колеблется от 22 до 52%. Пыльца *Pinus* также преобладает, ее значения варьируются в пределах 28–44%. Роль пыльцы *Betula* в целом снижается (6–14%, пик до 26%), как и пыльцы *Alnus glutinosa* (2–7%), *Betula nana* (>2%, пик до 6%), *Alnus incana* (<1%). Среди широколиственных пород единично отмечена пыльца *Ulmus*. Встречена пыльца *Corylus*, *Salix*, *Juniperus*. Таксономическое разнообразие среди трав и водных

растений невысокое. Среди травянистых пород присутствует пыльца представителей семейств Суреаеае, Ранункулаеае, единично Роасеае, Роасеае и родов *Artemisia*, *Primula*, *Ranunculus*. Среди макрофитов единично отмечена пыльца *Hydrocharis morsus-ranae*, *Lemna minor*, *Typha latifolia*. Разнообразие среди споровых растений сохраняется, преобладают *Polypodium*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, Polypodiaceae. Зеленые водоросли *Botryococcus* и *Pediastrum* исчезают. Споры грибов *Glomus* присутствуют единично.

**Диатомовый анализ.** По данным диатомового анализа выделено 3 диатомовых зоны, соответствующих основным этапам изменения обстановок осадконакопления в котловине оз. Витальевского (рис. 5, 6).

**Диатомовая зона 1 (4.12–3.90 м)** характеризуется очень низкими значениями концентрации створок диатомовых водорослей (максимальные — около 7 млн в 1 г сухого осадка). Преобладают диатомеи-обрастатели (до 62%), из которых наиболее многочисленны *Denticula tenuis*, *Cocconeis* spp., *Cymbella sinuata*, *C. silesiaca*, *Gomphonema* spp., *Epithemia* spp., *Fragilaria* spp. (рис. 5). Планктонные диатомеи (26–28.5%) представлены, главным образом, *Aulacoseira islandica* и *Stephanodiscus* spp. Донные диатомеи (10–13%) представлены, в основном, видами рода *Amphora*, а также *Caloneis bacillum* и *Nitzschia fonticola*.

По отношению к активной реакции среды преобладают алкалифилы (33–49%) и нейтрофилы (до 40%). По отношению к трофности наиболее многочисленной группой являются виды, обитающие в широком диапазоне трофических условий (рис. 6), представленные преимущественно *A. islandica*. Относительное содержание эвтрофных диатомей составляет 26–28%, мезотрофных — 14–17%, мезо-эвтрофных — 9.2–11.0%. В зоне отмечается максимальное относительное содержание “ладожских” видов (32–43%), представленных, главным образом, *A. islandica*, *Cymbella sinuata*, *Didymosphenia geminata*, *Stephanodiscus medius* и *S. neoastrea*. Значения ИФР составляют 0.14–0.17.

В диатомовой зоне 2 (3.90–2.95 м) происходит резкое увеличение концентрации створок, которая составляет около 80 млн в нижней части зоны и 740 млн в 1 г сухого осадка в ее верхней части. При этом значения концентраций значительно варьируют. Для зоны характерно резкое изменение соотношения планктонных диатомей и обрастателей (рис. 6). Доля планктонных видов снижается до 9–12%. Они представлены, главным образом, *Aulacoseira islandica* и *A. subarctica* (рис. 5). У верхней границы зоны в составе диатомовых комплексов появляется планктонная *A. ambigua*. Численность обрастателей увеличивается на 10–20%, преобладают виды рода *Fragilaria*

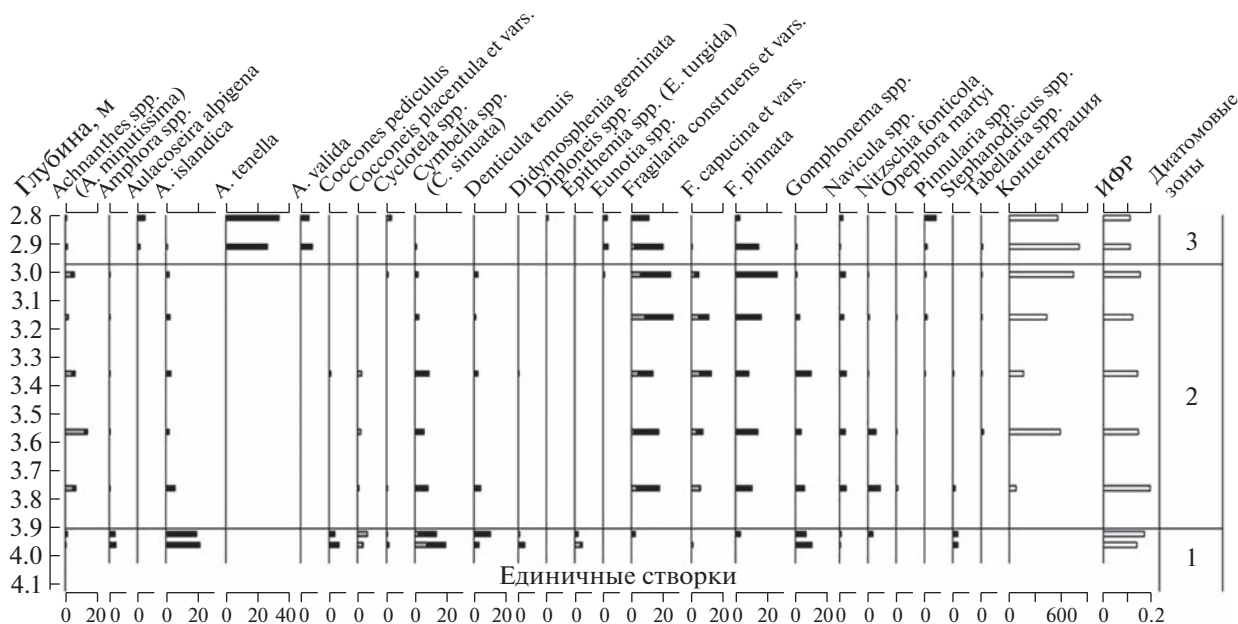


Рис. 5. Диадомовая диаграмма оз. Витальевского: относительное (%) содержание основных видов диатомей, концентрация створок в осадках (млн в 1 г сухого осадка), индекс флористического разнообразия (ИФР), диатомовые зоны.

Fig. 5. Diatom diagram, Lake Vitalievskoye: main diatom species (%), diatom concentration per 1 g of dry sediment, floristic diversity index, diatom zones.

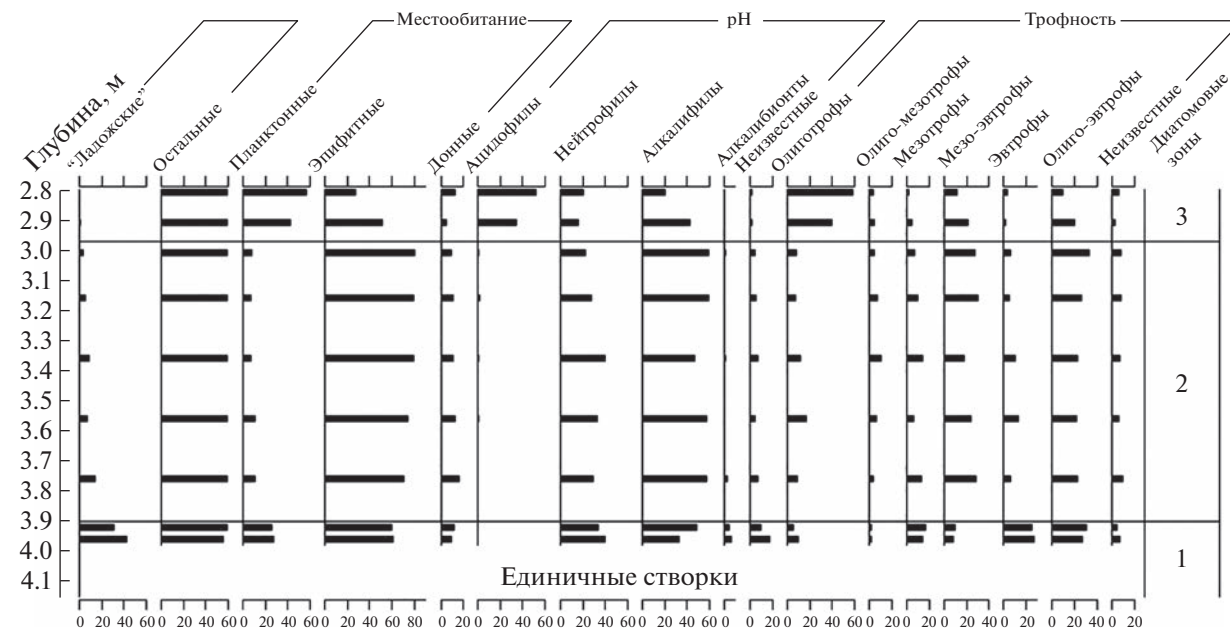


Рис. 6. Диадомовая диаграмма оз. Витальевского: относительное содержание основных экологических групп диатомей.

Fig. 6. Diatom diagram, Lake Vitalievskoye: proportions of main ecological groups of diatoms.

(*Fragilaria pinnata*, *F. construens* var. *venter* и *F. construens* var. *binodis*). Отмечается увеличение содержания обростателя *Achnanthes minutissima* (до 12%). При этом из состава диатомовых комплексов практически исчезают *Epithemia* spp., значительно снижается доля *Cymbella* spp. Среди донных диатомей наиболее многочисленны *Nitzschia fonticola* (в нижней части зоны) и *Navicula* spp.

По отношению к pH (рис. 6) по-прежнему преобладают алкалифилы (47–67%) и нейтрофилы (23–40%). По отношению к трофности наблюдается резкое увеличение содержания мезо-эвтрофных видов (до 18–31%). Доля эвтрофных видов составляет 11–13% в средней части зоны, сокращаясь до 6–7% у верхней границы диатомовой зоны 2. Численность "ладожских" видов так-

же снижается и составляет 15% в нижней части зоны и лишь 4% в верхней. Основным представителем этой группы являются *Aulacoseira islandica*, *Opephora martyi*, *Navicula aboensis* и *Achnanthes calcar*. ИФР достигает максимального значения — 0.20 в нижней части зоны, в дальнейшем снижаясь до 0.12–0.15.

В *диатомовой зоне 3* (2.95–2.80 м) концентрация створок составляет 500–800 млн на 1 г сухого осадка. Доля планктонных видов резко увеличивается до 43–58%. Среди планктонных диатомей доминирует *Aulacoseira tenella* (27–34%), многочисленны также *A. valida* (6–8%) и *A. alpigena* (до 5%). *A. islandica* исчезает из состава диатомовых комплексов. Сокращается доля обрастателей *Fragilaria* spp., *Achnanthes* spp., *Cymbella* spp., *Gomphonema* spp. (рис. 5). Отмечается некоторое увеличение численности обрастателей *Eunotia* spp. и донных *Pinnularia* spp. Резко меняется соотношение экологических групп по отношению к pH (рис. 6): доминируют ацидофилы (35–53%), тогда как доля алкалофилов и нейтрофилов снижается. По отношению к трофности наибольшей численности достигают олиготрофные виды (40–59%), численность мезо-эвтрофных, эвтрофных и олиго-эвтрофных диатомей сокращается по сравнению с зоной 2. Относительное содержание “ладожских” видов сокращается до <1%, представители этой группы отмечаются лишь единично. ИФР несколько снижается (0.12).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований выделены этапы развития оз. Витальевского в позднем голоцене под влиянием изменения уровня Ладожского озера. Радиоуглеродные датировки для колонки донных отложений оз. Витальевского (табл. 2) и других озер о-ва Валаам (Vuorela et al., 2001; Saarnisto, 2012) были получены ранее и использованы для нового исследования. Корреляция разрезов проводилась на основании литологических данных.

*Этапы изоляции и самостоятельного развития озера по результатам комплексного исследования и опубликованным ранее радиоуглеродным датировкам*

**Этап развития озера до изоляции (>3300 кал. л. н.).** Осадконакопление происходило в условиях водоема, непосредственно сообщавшегося с Ладожским озером, о чем свидетельствует высокая численность “ладожских” видов диатомовых водорослей (*диатомовая зона 1*). В это время здесь накапливались пески. Присутствие “ладожских” видов отмечалось в донных отложениях, приуроченных ко времени Ладожской трансгрессии в котловинах и других малых озер, расположенных

на о-вах Ладожского озера и Карельском перешейке (Лудикова, 2015). На рассматриваемом этапе котловина оз. Витальевского являлась частью глубоко врезанного в сушу залива Ладоги, характеризовавшегося небольшой глубиной и слабощелочными условиями среды.

В это время на о-ве Валаам преобладали елово-сосновые леса с небольшой примесью широколиственных пород, березы и черной ольхи. В начале периода (*палинозона 1*) роль ели была выше, однако в дальнейшем на изучаемой территории развиваются елово-сосновые леса с широколиственными породами и небольшой примесью берез. Широколиственные породы представлены вязом, дубом, грабом, липой и ясенем. В подлеске произрастали ольха, лещина и ива. Распространение и разнообразие травяно-кустарничкового яруса было невысоким, под лесным пологом развиваются в основном сообщества с представителями семейств Poaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, Caryophyllaceae и другими представителями лесного разнотравья. Постоянное присутствие в этот период представителей *Artemisia* sp. и Chenopodiaceae, возможно, связано с заселением пионерной растительностью новых освобождаемых от воды территорий. На заболоченных участках растет *Betula nana*, а также представители Cyperaceae, Ericaceae, *Sphagnum* sp. и Bryales. Водная растительность, достаточно скудная, представлена *Potamogeton* sp. и *Sparganium* sp., распространены зеленые водоросли (*Botryococcus*, *Pediastrum*). Данный период можно отнести к суббореальному периоду голоцена. Подобная растительность ранее реконструирована для островов Валаам (Vuorela et al., 2001), Мантсинсаари (Delusin, Donner, 1995) и Путсаари (Сапелко и др., 2014; Сапелко, Корнеев, 2017), также расположенных в северной части Ладожского озера. Климат был теплым и влажным, о чем свидетельствует широкое распространение широколиственных пород.

**Этап изоляции озера (от 3300–2940 до 2970–2770 кал. л. н.).** На следующем этапе происходит смена осадконакопления и формируется алевритовая гиттия с низким содержанием органического вещества, не превышающим 1–2%. По данным М. Саарнисто алевритовая гиттия с прослоями грубого детрита формировалась в озере около 250 лет (Saarnisto, 2012). Скорость осадконакопления в это время была около 0.5 мм/год. Этот период (*диатомовая зона 2*) характеризуется снижением доли “ладожских” видов, что говорит об ослаблении связи с Ладожским озером в результате снижения его уровня. Изоляция оз. Витальевского привела к изменению условий среды, обусловленных уменьшением глубины и изменением других гидрологических, гидрохимических и гидробиологических факторов (ослабления гидродинамики, небольшого снижения pH и трофности). Осадконакопление происходит в

условиях мелководного, изолирующегося, зарастающего залива при возрастающем влиянии его собственного водосбора. О “переходных” обстановках, существовавших на данном этапе в котловине озера, свидетельствует высокое содержание мелкоклеточных водорослей-обрастателей *Fragilaria* spp. (*F. construens* et vars., *F. pinnata*), способных обитать в широком диапазоне условий, и массово развивающихся в озерах, недавно изолировавшихся от морских или крупных пресноводных бассейнов (Лудикова, 2015).

На этом этапе (*палинозона 2*) роль ели в формировании лесного покрова острова значительно возрастает, на территории Валаама развиваются елово-сосновые и сосново-еловые леса, роль березы снижается. К концу периода увеличивается роль *Betula nana*, что может свидетельствовать о начале заболачивания. Среди широколиственных пород преобладает вяз. Разнообразие в травяно-кустарничковом ярусе возрастает, доминируют представители злаковых, лютиковых, розоцветных, полыней, гвоздичных, цикориевых, крестоцветных и др. Среди споровых растений преобладают многожизненные папоротники, хвощи и плауны. Развита водно-болотная сообщество из представителей семейств осоковых и вересковых с моховым ярусом из сфагновых и бриевых мхов. Разнообразие макрофитов остается по-прежнему низким, однако начинается процесс заселения водной среды урутью, также отмечено присутствие рдестов. Климат становится прохладнее.

**Этап развития изолированного озера (<2970–2770 кал. л. н.).** На этом этапе начинается формироваться органогенная гиттия с содержанием органического вещества от 3 до 20%. Среди диатомовых водорослей (*диатомовая зона 3*) отмечается резкое увеличение численности ацидофилов, что свидетельствует о снижении pH среды. В этот период водосбор оз. Витальевского становится главным фактором, определяющим его гидрохимические характеристики, что указывает на полное прекращение связи отделившегося озера с Ладогой. Развитие олиготрофных диатомей связано с дефицитом биогенных элементов вследствие бедного минерального состава почв. С этого этапа осадконакопление происходило в условиях зарастающего водоема с чертами заболачивания, спокойного гидродинамического режима.

Для рассматриваемого периода (*палинозона 3*) характерно распространение на водосборе озера сосновых и елово-сосновых лесов с березой, снижение роли ели и постепенное увеличение роли березы в лесном ярусе. Постепенно береза, наравне с елью, становится видом-созидателем. Распространение березы может быть связано с вторичным зарастанием нарушенных антропогенным воздействием участков, а также с первичным зарастанием освобождавшихся от во-

ды территорий. Одновременно с разрастанием березняков в отложениях появляются индикаторы почвенной эрозии — споры грибов *Glomus* (Van Geel et al., 1989). Роль черной ольхи заметно возрастает, как и роль карликовой березы, что может говорить об увеличении площади сырых и заболоченных участков.

Доминирующая роль вяза среди широколиственных пород сохраняется, также встречаются ясеня и граб. Роль липы существенно снижается, а дуб встречен лишь в начале периода. Отмечено появление ольховника. Разнообразие среди трав и споровых растений продолжает расти, преобладающие таксоны пополняются представителями крестоцветных, видами хвощей, роль представителей Ranunculaceae, наоборот, немного падает. Водная среда начинает активно заселяться макрофитами. Появляется водокрас лягушачий, затем рдесты, горец земноводный; к середине периода разрастается кубышка желтая. Также встречаются частуха подорожниковая, кувшинка чисто-белая, ежеголовники и прибрежные виды — ирис ложноаировый, рогоз широколистный. С появлением других видов водных растений роль урути постепенно снижается и в середине периода она исчезает. В конце периода заметно уменьшается роль зеленых водорослей *Pediastrum*. Климатические условия ухудшаются, что индицируется снижением роли ели и некоторых широколиственных пород, что можно соотнести с началом субатлантического периода.

**Этап зарастания изолированного озера (SA-2) (2770–1200 кал. л. н.).** Дальнейшая история озера продолжается как история самостоятельного изолированного водоема. В это время (*палинозона 4*) на острове наблюдается господство сосновых лесов с березой. В растительном покрове продолжает снижаться роль ели, роль березы по-прежнему высокая, сохраняется доля черной ольхи и карликовой березы, также значительно возрастает доля спор грибов *Glomus*, что может свидетельствовать о продолжающихся процессах структурной перестройки водоема и продолжающегося сокращения водной поверхности. Широколиственные породы постепенно исчезают. В подлеске соснового леса растут лещина, крушина, ольховник. На сырых участках также растет ива. Значительные изменения происходят в соотношении между основными типами растительности — повышается общая роль трав и споровых растений. В первой половине периода в травяно-кустарничковом ярусе отмечены резкое увеличение доли и безусловное доминирование злаковых. Общее разнообразие яруса снижается, под пологом леса преобладают лютиковые (включая род лютик), первоцветные (включая род первоцвет), розоцветные, сорные виды полыни и маревых, среди споровых растений доминируют хвощи и многоножки. Также отмечены зонтичные, цикориевые,

**Таблица 4.** Вклад групп макрофитов в общую площадь покрытия дна малых озер Валаама (в %)   
**Table 4.** Contribution of macrophyte groups to the total bottom coverage area of the Valaam Island small lakes (%)

Группа макрофитов	Озеро			
	Германовское	Зимняковское	Антониевское	Витальевское
Погруженные гидрофиты	56	1	19	16
Плавающие гидрофиты	5	64	61	14
Гелофиты	19	3	10	0
Гигрогелофиты и гигрофиты	20	32	10	70

дикранумы, плауны, появляются щитовники. На сырых участках растут представители осоковых, вересковых, сфагновые и бриевые мхи. Среди макрофитов отделившегося от Ладоги оз. Витальевского доминирует водокрас, который активно заселяет литоральную зону. Также преобладают кубышка желтая, кувшинка чисто-белая и рдесты. Отмечены также ряска и виды, растущие вдоль берегов и на мелководье — ирис ложноаирный, рогоз широколистный, горец земноводный. В водной среде обитают также зеленые водоросли *Botryococcus*, а *Pediastrum* практически исчезают. Климат становится холоднее. Фиксируется высокий уровень антропогенного воздействия на территории острова, на что указывают увеличение роли открытых травянистых сообществ и широкое распространение березы.

**Этап антропогенного воздействия на экосистему изолированного озера (SA-3) (<1200 кал. л. н.).** На последнем выделенном этапе (*палинозона 5*) отмечается резкое увеличение роли ели, можно говорить о развитии елово-сосновых и сосново-еловых лесов на водосборе озера. Доля березы в растительном покрове снижается в сравнении с предыдущим периодом, однако остается на довольно высоком уровне. Роль черной ольхи, карликовой березы также падает, вяз остается единственной отмеченной среди широколиственных деревьев породой. В подлеске растут лещина и можжевельник, ива. Разнообразие среди трав и споровых растений невелико, к встреченным таксонам относятся лютиковые (включая род лютик), злаковые, розоцветные, полыни, первоцвет, лесное разнотравье, среди споровых преобладают многоножки, плауны, хвощи. Водно-болотную растительность озера составляют осоковые, сфагновые и бриевые мхи. Водная растительность немногочисленна, представлена водокрасом, ряской и прибрежным рогозом широколистным. Зеленые водоросли не встречены.

**Современный этап развития оз. Витальевского.** В настоящее время оз. Витальевское представляет собой небольшой зарастающий и заболачивающийся водоем, с одной из сторон окруженный мощной сплавиной. На окружающей территории произрастают елово-сосновые леса в основном с

примесью берез. Площади, занятые водной растительностью (которая в основном представлена водокрасом лягушачьим, ряской малой и редкой кубышкой желтой), немного увеличились. В поверхностных пробах донных отложений встречается пыльца частухи подорожниковой, кувшинки чисто-белой, рдеста и ежеголовника (рис. 3). Геоботанический анализ зарастания озер о-ва Валаам показал, что характер их растительного покрова соответствует озерам с сильно гумифицированной водой. Слабое проникновение солнечного света в водную толщу, вызванное высоким содержанием окрашенного органического вещества в воде, способствует доминированию надводных (гелофиты и гигрогелофиты) и плавающих растений над погруженными растениями (Toivonen, Huttunen, 1995; Nurminen, 2003). Эта особенность, кроме оз. Витальевского, прослеживается для растительного покрова Зимняковского и Антониевского озер (табл. 4), в которых бедный видовой состав погруженной растительности (представленной преимущественно мхом *Fontinalis antipyretica*) сопровождался ее второстепенной ролью в зарастании дна водоемов. Следует также учитывать тот факт, что озера исследовались в июне, когда водные растения (особенно плавающие гидрофиты) еще не достигли своего максимума вегетационного развития, который наступает для водной растительности в августе (Газизова и др., 2023).

#### *Этапы изоляции и самостоятельного развития озера по результатам изучения пыльцы макрофитов*

Этапы, выделенные на основании динамики водных растений и палеорекострукции растительности, сопоставлены с реконструированными этапами развития оз. Витальевского: залив Ладожского озера, изолирующийся залив, обособленное развитие (рис. 7). Так, результаты изучения пыльцы макрофитов показали сокращение площади распространения и видового разнообразия водной растительности в период отделения оз. Витальевского от Ладожского озера, что подтверждает наши выводы предыдущих исследова-

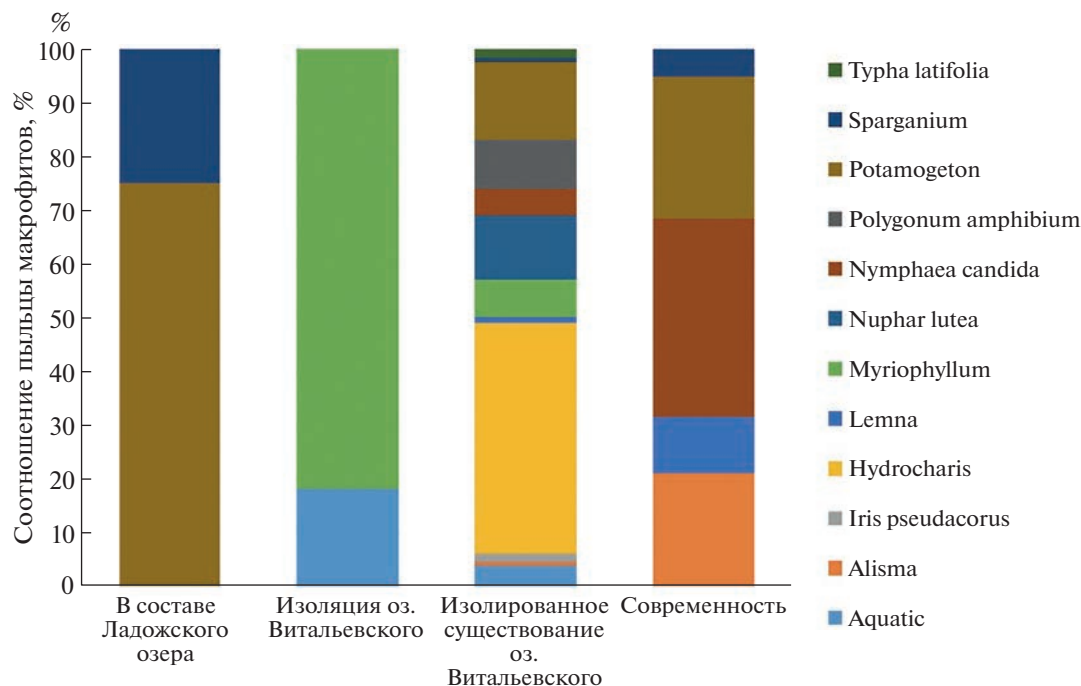


Рис. 7. Видовое разнообразие макрофитов на разных этапах развития оз. Витальевского.

Fig. 7. The species diversity of macrophytes at different stages of the Lake Vitalievskoye development.

дований на озерах о-ва Лункулансаари (Газизова, Сапелко, 2020).

По данным изучения донных отложений оз. Витальевского выполнена реконструкция процесса изоляции и дальнейшего развития отделившегося озера. По изучению пыльцы макрофитов выделены этапы развития озера в позднем голоцене, подтвержденные результатами литологического и диатомового анализов:

— Этап Ладожского озера (SB–2). До 2950 л. н. уровень Ладожского озера был выше современного уреза воды в оз. Витальевском (10.8 м), но, по-видимому, не выше современной отметки другого изучаемого озера на о-ве Валаам — оз. Антониевского (13 м), которое, по данным (Saarnisto, 2012), в это время уже изолировалось от Ладоги. Этот этап связан со среднеголоценовой Ладожской трансгрессией, завершившейся образованием р. Невы около 3200 л. н. (Saarnisto, Grönlund, 1996). Осадконакопление в котловине оз. Витальевского происходило в условиях мелководного Ладожского залива с активной гидродинамикой. Среди макрофитов отмечены *Potamogeton* sp. и *Sparganium* sp. (рис. 8).

— Период изоляции (SB–3). Снижение уровня Ладожского озера привело к изоляции оз. Витальевское, которое в интервале около 2950–2700 л. н. представляло собой мелководный зарастающий залив со слабой гидродинамикой, постепенно утрачивавший связь с Ладогой. Уровень Ладожского озера в этот период был немногим выше 10.8 м (современный уровень Ладожского озера

около 5 м). Макрофиты постепенно исчезают, как, например, *Potamogeton* sp. Появляется и абсолютно доминирует среди макрофитов только *Myriophyllum* sp.

— Этап обособленного развития оз. Витальевского. Начиная с 2740 л. н., прекращается поступление ладожских вод в котловину оз. Витальевского, уровень Ладоги опускается ниже 10-метровой отметки. Начинается постепенное массовое заселение литоральной зоны оз. Витальевского макрофитами (SA–1), среди которых доминируют *Hydrocharis morsus-ranae* и *Potamogeton* sp. Затем возрастает роль *Nuphar lutea*, а *Myriophyllum* sp. постепенно исчезает. Также появляются *Alisma plantago-aquatica*, *Polygonum amphibium*, *Sparganium* sp., единично *Nymphaea candida*, *Iris pseudacorus*, *Typha latifolia*.

— На следующем этапе развития полностью изолированного оз. Витальевского (SA–2) наступает период максимального развития водной растительности. По-прежнему постоянно доминирует *Hydrocharis morsus-ranae*. Также широко распространяются *Nuphar lutea*, *Nymphaea candida*, *Potamogeton* sp., *Polygonum amphibium*. Отмечено небольшое зарастание берегов *Iris pseudacorus*, *Lemna minor* и *Typha latifolia*.

— Затем наступает следующий этап развития изолированного озера (SA–3). Площади, покрытые макрофитами, значительно сокращаются. Небольшие площади занимают лишь *Hydrocharis morsus-ranae*, *Lemna minor* и *Typha latifolia*. Подобное сокращение площади макрофитов было от-

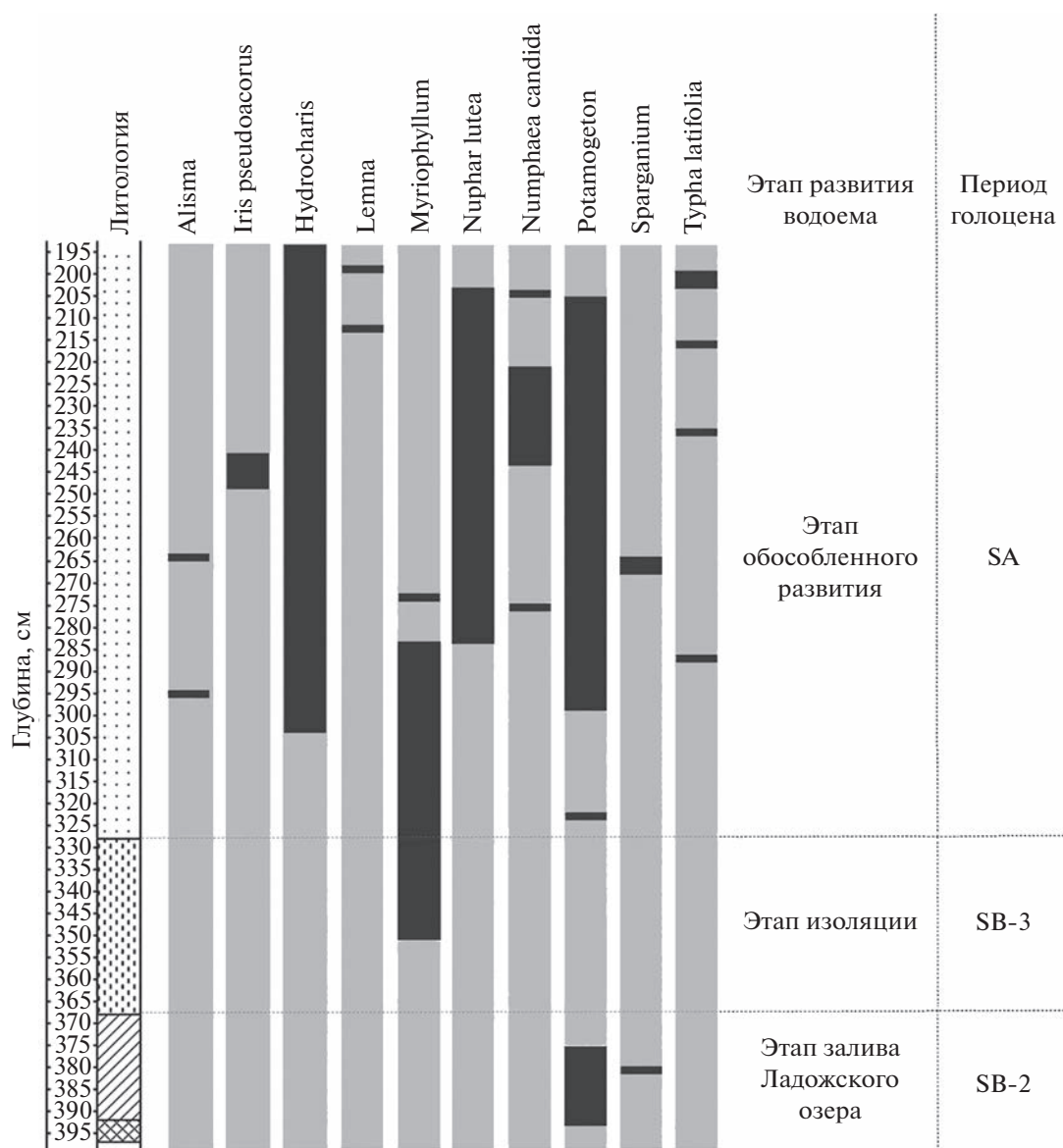


Рис. 8. Процесс заселения оз. Витальевского основными видами макрофитов и реконструированные этапы развития озера.  
 Fig. 8. The process of main species of macrophytes settling Lake Vitalievskoye and reconstructed stages of the lake development.

мечено и для других озер о-ва Валаам. Так, например, для оз. Никоновское, расположенного на отметке 8.1 м над у. м., сокращение площади распространения водной растительности начинается около 1000 л. н. (Vuorela et al., 2001). Возможно, это было связано с изменением экосистемы озера из-за начала активного земледелия на о-ве Валаам.

В настоящее время озеро относится к слабо заросшим водоемам (9%). Преобладающим видом среди погруженных гидрофитов в настоящее время является мох *Fontinalis antipyretica*. Среди плавающих гидрофитов и гелофитов для оз. Витальевского в период исследования доминировали *Lemna minor* и *Hydrocharis morsus-ranae*. По результатам поверхностных проб преобладает

пыльца *Alisma* spp., *Lemna* spp., *Nymphaea candida*, *Potamogeton* spp., *Sparganium* spp.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделены периоды, связанные с изоляцией оз. Витальевского от Ладожского озера и с его последующим самостоятельным развитием. Показана динамика растительности о-ва Валаам, связанная с природными и антропогенными факторами. Подробный палинологический анализ, данные которого сопоставлены с имеющимися радиоуглеродными датировками (Vuorela et al., 2001; Saarnisto, 2012), позволил охарактеризовать непрерывное осадконакопление с суббореального периода (SB-2 и SB-3) и в течение всего субатлантического периода (SA-1; SA-2; SA-3).

Осадконакопление в котловине оз. Витальевского происходило в условиях мелководного Ладожского залива с активной гидродинамикой, в котором слабо развивалась водная растительность с *Potamogeton* sp. и *Sparganium* sp. Растительность представляла собой в основном елово-сосновые леса с примесью широколиственных пород, березы и черной ольхи.

— Снижение уровня Ладожского озера привело к изоляции оз. Витальевского, которое в интервале около 2950–2700 л. н. представляло собой мелководный зарастающий залив со слабой гидродинамикой, постепенно утрачивавший связь с Ладогой. Уровень Ладожского озера в этот период был немногим выше 10.8 м. В период перестройки озерной экосистемы макрофиты, кроме *Myriophyllum*, практически отсутствовали. Вокруг развиваются елово-сосновые и сосново-еловые леса. Начиная с 2700 л. н., прекращается поступление ладожских вод в котловину оз. Витальевского, уровень Ладоги опускается ниже 10-метровой отметки. С этого этапа изолированное оз. Витальевское заселяют водные и прибрежно-водные растения *Hydrocharis morsus-ranae*, *Potamogeton* sp., *Nuphar lutea*, *Alisma plantago-aquatica*, *Polygonum amphibium*, *Sparganium* sp., *Nymphaea candida*, *Iris pseudacorus*, *Typha latifolia*, получив максимальное распространение. *Myriophyllum* постепенно исчезает. Широко распространяются сосновые леса с включением березы. На последнем этапе накопления озерных отложений распространение макрофитов снижается. Остаются постоянными доминантами лишь *Lemna minor* и *Hydrocharis morsus-ranae*. Елово-сосновые леса вновь получают распространение.

— Полученные результаты подтвердили ранее высказанную гипотезу о связи изоляции островных озер и временным исчезновением пыльцы водных растений, что позволяет говорить об индикаторной роли пыльцы макрофитов в исследованиях колебания уровня крупных водоемов. Стадии развития оз. Витальевского в связи с изменениями уровня Ладожского озера, выделенные по данным диатомового анализа, изменениям литологического состава и содержания органического вещества, получили подтверждение результатами палинологического анализа.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Н.В. Игнатьевой и Л.И. Суворовой за гидрохимический анализ. Исследование выполнено в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № FMNG-2019-0001.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Газизова Т.Ю., Сапелко Т.В. (2020). Обоснование значения пыльцы макрофитов для палеолимнологических реконструкций на примере озер о. Лункулансаари на северо-востоке Ладожского озера // Биосфера. № 4. С. 21–30.

- Газизова Т.Ю., Русанов А.Г., Сапелко Т.В. (2023). Оценка сходства видового состава макрофитов современной водной растительности и субрецентных спорово-пыльцевых спектров малых озер на острове Валаам (Ладожское озеро) // Труды Карельского научного центра РАН. № 6. С. 73–83. <https://doi.org/10.17076/lim1703>
- Гричук В.П. (1940). Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии. Вып. 8. С. 53–58.
- Давыдова Н.Н. (1985). Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов голоцена. Л.: Наука. 224 с.
- Делюсина И.В. (1988). Биостратиграфия поздне- и послеледниковых отложений Ладожского озера и палеоклиматология Приладожья по палинологическим данным. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР. 15 с.
- Катанская В.М. (1988). Высшая водная растительность // Методические аспекты лимнологического мониторинга. Л.: Наука. С. 102–113.
- Карякин И.В., Лапшин Р.Д., Шестакова А.А. (2009). ArcView GIS для экологов. Инструктивно-методическое пособие. Н. Новгород. 543 с.
- Кочубей О.В., Марков В.Е., Дзюба О.Ф. и др. (2012). Реконструкции природных обстановок ландшафтов средне- и позднеголоценового времени на основе комплексного использования палинологического и геохимического методов // Вестник СПбГУ. Сер. 3. Биология. Вып. 2. С. 13–27.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972). Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. Т. 1. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978). Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Lamiaceae — Zygophyllaceae. Л.: Наука. 184 с.
- Кучко А.А. (1983). Леса Валаама и их значение // Природные комплексы Валаама и воздействие на них рекреации. Петрозаводск: КФ АН СССР. С. 5–33.
- Лудикова А.В., Субетто Д.А., Давыдова Н.Н. и др. (2005). Колебания уровня Ладожского озера в голоцене (на основе палеолимнологических исследований оз. Святого Сергия на о. Путсаари) // Известия РГО. Т. 137. Вып. 6. С. 34–41.
- Лудикова А.В. (2015). Свидетельства среднеголоценовой трансгрессии Ладожского озера по данным диатомового анализа // Известия РГО. Т. 147. Вып. 4. С. 38–51.
- Морозова Р.М., Лазарева И.П. (2002). Почвы и почвенный покров Валаамского архипелага. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 170 с.
- Папченков В.Г. (2001). Растительный покров водоемов и водотоков Среднего Поволжья. Ярославль: ЦМП МУБиНТ. 213 с.
- Сапелко Т.В., Корнеевкова Н.Ю. (2017). Реконструкция истории островных озер по данным палинологического и ботанического анализов // Актуальные проблемы современной палинологии / Мат-лы XIV Всерос. палинологической конф. М.: Географический факультет МГУ. С. 311–315.
- Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Корнеевкова Н.Ю. и др. (2014). Палеолимнология внутренних озер острова

- Путсаари (Ладожское озеро) // Известия РГО. Т. 146. Вып. 3. С. 29–40.
- Сапелко Т.В., Терехов А.В., Амантов А.В. (2018). Ладожская трансгрессия: реконструкция финальной стадии и последующего спада в северной части озера // Региональная геология и металлогения. № 75. С. 23–34.
- Степанова А.Б., Воякина Е.Ю., Зуева Н.В. и др. (2021). Водная система Валаамского архипелага. Малые лесные озера // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. СПб.: ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН. С. 477–485.
- Субетто Д.А., Арсланов Х.А., Долуханов П.М. и др. (2005). Формирование стока Ладожского озера в голоцене и расселение человека // Экологическое состояние континентальных водоемов северных территорий. СПб.: Наука. С. 207–214.
- Bennion H. (1995). Surface-sediment diatom assemblages in shallow, artificial, enriched ponds, and implication for reconstructing trophic status // *Diatom Research*. Vol. 10. P. 1–19.  
<https://doi.org/10.1080/0269249X.1995.9705326>
- Delusina I., Donner J. (1995). Additional evidence of the Holocene transgression in Lake Ladoga on the basis of an investigation of the beach deposits on the island of Mantsinsaari // *Bull. Geol. Soc. Finl.* P. 39–50.  
<https://doi.org/10.17741/bgsf/67.2.003>
- Grimm E.C. (2004). TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield.
- Hedenström A., Risberg J. (1999). Early Holocene shore-displacement in southern central Sweden as recorded in elevated isolated basins // *Boreas*. Vol. 28. P. 490–504.  
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00236.x>
- 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. Paleolimnology*. No. 25. P. 101–110.
- Juggins S. (2007). C2: Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation (user guide version 1.5). Newcastle upon Tyne: Newcastle University 77: 680.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. 2/1. Bacillariophyceae. 1 Teil: Naviculaeae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. 2/2. Bacillariophyceae. 1 Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 596 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991). *Bacillariophyceae / H. Ettl, J. Gerloff, H. Heying, D. Mollenhauer (Eds.) Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Band 2/3. Stuttgart: Gustav. Fisher Verlag. 576 p.
- Nurminen L. (2003). Macrophyte species composition reflecting water quality changes in adjacent water bodies of lake Hiidenvesi, SW Finland // *Ann. Bot. Fennici*. Vol. 40. P. 199–208.
- Saarnisto M., Grönlund T. (1996). Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // *Hydrobiologia*. Vol. 322. P. 205–215.  
<https://doi.org/10.1007/BF00031829>
- Saarnisto M. (2012). Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quat. Int.* No. 260. P. 143–152.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.005>
- Sapelko T., Kuznetsov D., Ludikova A. et al. (2020). The development of island lakes of Lake Ladoga during the Late Pleistocene Holocene // *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 470–471.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-470>
- Toivonen H., Huttunen P. (1995). Aquatic macrophytes and ecological gradients in 57 small lakes in southern Finland // *Aquat. Bot.* Vol. 51. P. 197–22.  
[https://doi.org/10.1016/0304-3770\(95\)00458-C](https://doi.org/10.1016/0304-3770(95)00458-C)
- Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1984). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Neth // J. Aquat. Ecol.* Vol. 28. C. 117–133.  
<https://doi.org/10.1007/BF02334251>
- Van Geel B.C., Coope G.R., van der Hammen G.R. (1989). Palaeoecology and Stratigraphy of the Lateglacial Type Section at Usselo (The Netherlands) // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 60. P. 25–129.
- Vuorela I., Lempiäinen T., Saarnisto M. (2001). Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia // *Ann. Bot. Fenn.* No. 38. P. 139–165.

## LAKE VITALIEVSKOYE (VALAAM ISLAND) ISOLATION PROCESS AND VEGETATION DYNAMICS DUE TO CHANGES IN THE LEVEL OF THE LAKE LADOGA DURING THE LATE HOLOCENE<sup>1</sup>

T. V. Sapelko<sup>a, #</sup>, T. Yu. Gazizova<sup>a</sup>, A. D. Moiseenko<sup>b</sup>, A. V. Ludikova<sup>a</sup>,  
D. D. Kuznetsov<sup>a</sup>, and A. G. Rusanov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: tsapelko@mail.ru*

The macrophyte pollen is a valuable source of information about lake level changes. Continuing our previous studies on the use of the macrophytes pollen analysis in the paleolimnology we studied the Lake Vitalievskoye sediments sequence of on the Valaam Island (the northern part of Lake Ladoga). To confirm the results of

<sup>1</sup> For citation: Sapelko T.V., Gazizova T.Yu., Moiseenko A.D. et al. (2023). Lake Vitalievskoye (Valaam Island) isolation process and vegetation dynamics due to changes in the level of the Lake Ladoga during the Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 72–89. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040126>; <https://elibrary.ru/XWGHGZ>

pollen analysis we conducted lithological and diatom analyzes. The macrophytes distribution of the island lakes at the present time has been established with the help of geobotanical and pollen analyzes of the lacustrine surface sediments. As a result, a comprehensive study made it possible to establish the stages of the Lake Vitalievskoye development during the Late Holocene: The Lake Ladoga Bay stage with a slight overgrowth of aquatic vegetation; the lake isolation stage of the from Lake Ladoga, when macrophytes disappeared from the lake, and the lake independent development stage, when their maximum distribution occurred and later began to decline as a result of the human impact. According to our research of the Valaam Island lakes we have received new data about the modern distribution of macrophytes in the island lakes, their dynamics in the Late Holocene. We also conducted a methodological study establishing the macrophytes pollen role in studying the small island lakes history and the Lake Ladoga level.

**Keywords:** Lake Ladoga, island lakes, Valaam Island, Late Holocene, isolation, lake sediments, macrophytes, pollen, diatoms, lithology, organic matter

#### ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to N.V. Ignatieva and L.I. Suvorova for hydrochemical analysis. The study contributes to the State Research Program of the Institute of Limnology – St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences on topic No. FMNG-2019-0001.

#### REFERENCES

- Bennion H. (1995). Surface-sediment diatom assemblages in shallow, artificial, enriched ponds, and implication for reconstructing trophic status. *Diatom Research*. Vol. 10. P. 1–19. <https://doi.org/10.1080/0269249X.1995.9705326>
- Davydova N.N. (1985). Diatomovye vodorosli – indikatory prirodnykh uslovii vodoemov golotsena (Diatoms – indicators of natural conditions of Holocene reservoirs). Leningrad: Nauka (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Delusina I., Donner J. (1995). Additional evidence of the Holocene transgression in Lake Ladoga on the basis of an investigation of the beach deposits on the island of Mantsinsaari. *Bull. Geol. Soc. Finl.* P. 39–50. <https://doi.org/10.17741/bgsf/67.2.003>
- Delyusina I.V. (1988). Biostratigrafiya pozdne- i poslednikovykh otlozhenii Ladozhskogo ozera i paleoklimatologiya Priladozhya po palinologicheskim dannym (Biostratigraphy of late and postglacial deposits of Lake Ladoga and paleoclimatology of the Ladoga region according to palynological data). PhD thesis. Tallin: In-t geologii AN ESSR. 15 p. (in Russ.)
- Gazizova T.Yu., Rusanov A.G., Sapelko T.V. (2023). The similarity assessment of the macrophyte species composition between modern aquatic vegetation and sub-recent pollen spectra of small lakes on the Valaam Island (Lake Ladoga). *Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. No. 6. P. 73–83. (in Russ.). <https://doi.org/10.17076/lim170>
- Gazizova T.Yu., Sapelko T.V. (2020). Substantiation of the value of macrophyte pollen for paleolimnological reconstructions on the example of Lake Lunkulansaari in the north-east of Lake Ladoga. *Biosfera*. No. 4. P. 21–30. (in Russ.)
- Grichuk V.P. (1940). Methods of processing sedimentary rocks poor in organic residues for the pollen analysis purposes. *Problemy fizicheskoi geografii*. Vol. 8. P. 53–58. (in Russ.)
- Grimm E.C. (2004). *TGView*. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield.
- Hedenström A., Risberg J. (1999). Early Holocene shore-displacement in southern central Sweden as recorded in elevated isolated basins. *Boreas*. Vol. 28. P. 490–504. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00236.x>
- 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 Paleolimnology*. No. 25. P. 101–110.
- Juggins S. (2007). C2: Software for ecological and palaeo-ecological data analysis and visualisation (user guide version 1.5). Newcastle upon Tyne: Newcastle University 77: 680.
- Karyakin I.V., Lapshin R.D., Shestakova A.A. (2009). ArcView GIS dlya ekologov. Instruktivno-metodicheskoe posobie (ArcView GIS for ecologists. Instructional and methodical manual). Nizhny Novgorod: NGPU. 543 p. (in Russ.)
- Katanskaya V.M. (1988). Higher aquatic vegetation. *Metodicheskie aspekty limnologicheskogo monitoringa*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 102–113. (in Russ.)
- Kochubej O.V., Markov V.E., Dzuba O.F. et al. (2012). Reconstructions of landscapes natural settings of the Middle and Late Holocene time based on the integrated use of palynological and geochemical methods. *Vestnik SPbGU. Ser. 3. Biologiya*. Vol. 3. No. 2. 2012. P. 13–27. (in Russ.)
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/1. Bacillariophyceae. 1 Teil: Naviculaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/2. Bacillariophyceae. 1 Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 596 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991). Bacillariophyceae. Ettl H., Gerloff J., Heying H., Mollenhauer D. (Eds.). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 2/3. Stuttgart: Gustav. Fisher Verlag. 576 p.
- Kuchko A.A. (1983). Forests of Valaam and their significance. *Prirodnye komplekсы Valaama i vozdeistvie na nikh rekreatsii*. Petrozavodsk: KF AN SSSR (Publ.). P. 5–33. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Alyoshina L.A. (1972). Pyltsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR (Pollen and spores of plants of the USSR European part flora). Leningrad: Nauka (Publ.). Vol. 1. 171 p. (in Russ.)

- Kupriyanova L.A., Alyoshina L.A. (1978). Pyltsa dvudol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. Lamiaceae — Zygophyllaceae (Pollen of dicotyledonous plants of the USSR European part flora. Lamiaceae — Zygophyllaceae). Leningrad: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- Ludikova A.V. (2015). Evidence of the Middle Holocene transgression of Lake Ladoga according to diatom analysis. *Izvestiya RGO*. Iss. 147. Vol. 4. P. 38–51. (in Russ.)
- Ludikova A.V. et al. (2005). Fluctuations in the Lake Ladoga level in the Holocene (based on paleolimnological studies of the Lake St. Sergius on Putsaari Island). *Izvestiya RGO*. Iss. 137. Vol. 6. P. 34–41. (in Russ.)
- Morozova R.M., Lazareva I.P. (2002). Pochvy i pochvennyi pokrov Valaamskogo arhipelaga (Soils and soil cover of the Valaam Archipelago). Petrozavodsk: KarNTS RAN (Publ.). 170 p. (in Russ.)
- Nurminen L. (2003). Macrophyte species composition reflecting water quality changes in adjacent water bodies of lake Hiidenvesi, SW Finland. *Ann. Bot. Fennici*. Vol. 40. P. 199–208.
- Papchenkov V.G. (2001). Rastitel'nyi pokrov vodoemov i vodotokov Srednego Povolzhya. Yaroslavl' (Vegetation cover of reservoirs and watercourses of the Middle Volga region). Yaroslavl': TSMP MUBiNT (Publ.). 213 p.
- Saarnisto M. (2012). Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia. *Quat. Int.* No. 260. P. 143–152. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.005>
- Saarnisto M., Grönlund T. (1996). Shoreline displacement of Lake Ladoga — new data from Kilpolansaari. *Hydrobiologia*. Vol. 322. P. 205–215
- Sapelko T., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V. et al. (2020). The development of island lakes of Lake Ladoga during the Late Pleistocene Holocene. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 470–471. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-470>
- Sapelko T.V., Korneenkova N.Yu. (2017). Reconstruction of the island lakes history according to palynological and botanical analyses. *Aktual'nye problemy sovremennoi palinologii: Mat-ly XIV Vseros. palinologicheskoi konf.* Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). P. 311–315. (in Russ.)
- Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Korneenkova N.Yu. et al. (2014). Paleolimnology of the Putsaari Island inner lakes (Lake Ladoga). *Izvestiya RGO*. Iss. 146. Vol. 3. P. 29–40. (in Russ.)
- Sapelko T.V., Terexov A.V., Amantov A.V. (2018). Ladoga Transgression: reconstruction of the final stage and subsequent decline in the northern part of the lake. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 75. P. 23–34. (in Russ.)
- Stepanova A.B., Voyakina E.Yu., Zueva N.V. et al. (2021). The water system of the Valaam Archipelago. Small forest lakes. *Sovremennoe sostoyanie i problemy antropogennoi transformatsii ekosistemy Ladozhskogo ozera v usloviyakh izmenyayushhegosya klimata*. St.-Petersburg: INOZ RAN — SPb FITS RAN (Publ.). P. 477–485. (in Russ.)
- Subetto D.A., Arslanov K.H.A., Dolukhanov P.M. et al. (2005). Formation of the runoff of Lake Ladoga in the Holocene and human settlement. *Ekologicheskoe sostoyanie kontinental'nykh vodoemov severnykh uslovii*. SPb.: Nauka (Publ.). P. 207–214. (in Russ.)
- Toivonen H., Huttunen P. (1995). Aquatic macrophytes and ecological gradients in 57 small lakes in southern Finland. *Aquat. Bot.* Vol. 51. P. 197–221.
- Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1984). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Neth. J. Aquat. Ecol.* Vol. 28. P. 117–133. <https://doi.org/10.1007/BF02334251>
- Van Geel B.C., Coope G.R., van der Hammen G.R. (1989). Palaeoecology and Stratigraphy of the Lateglacial Type Section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology*. 60. P. 25–129.
- Vuorela I., Lempiäinen T., Saarnisto M. (2001). Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia. *Ann. Bot. Fenn.* No. 38. P. 139–165.

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89:556.55:551.312.4(-924.16)

SEDIMENT RECORD OF THE EARLIEST STAGE OF THE EVOLUTION  
OF LAKE KANOZERO (SW KOLA PENINSULA): NEW DATA FOR REGIONAL  
DEGLACIATION RECONSTRUCTIONS AND RELATIVE  
SEA-LEVEL STUDIES<sup>#</sup>

© 2023 г. А. В. Ludikova<sup>1,\*</sup>, Т. В. Sapelko<sup>1</sup>, Д. Д. Kuznetsov<sup>1</sup>, and К. А. Shikhirina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Limnology of the RAS, St. Petersburg Federal Research Center of the RAS, St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia*

\*E-mail: [ellerbeckia@yandex.ru](mailto:ellerbeckia@yandex.ru)

Received April 3, 2023; revised June 6, 2023; accepted August 9, 2023

The multi-proxy study of the lowermost part of the sediment sequence of Lake Kanozero (south-western part of the Kola Peninsula, ca. 53 m a.s.l.) revealed the evidences for marine waters penetration into the basin during the earliest stage of its evolution. The diatom analysis inferred the conditions of a large brackish-water basin. Sediments composition and very low organic content also supported large-basin and low-productivity environments. Based on the pollen study, this stage covers a cooling period preceding the Allerød (tentatively assigned to the Older Dryas) and the onset of the Allerød. Periglacial vegetation typical of the cold and dry climate prevailed in the area for the most of the period. The subsequent transition to the freshwater conditions inferred from the diatom study took place in the Allerød, according to the pollen data. Except for a minor decrease in the fine sand fraction, no other corresponding changes were observed in the sediment record suggesting no major shifts in sedimentary environments. In the late Allerød and throughout the Younger Dryas, Lake Kanozero remained a large, low-productive freshwater basin. Our results indicate that ice-free conditions with aquatic sedimentation in the Kanozero depression had already existed in the Older Dryas. This assumes earlier deglaciation of the study area than it was previously thought. The study also suggests that brackish conditions in the White Sea basin established earlier than reported before. While the previous studies found no signals of marine transgression above ca. 41 m a.s.l., our results indicate that the local marine limit in the study area exceeds ca. 53 m a.s.l.

**Keywords:** isolation basins, sediments, diatoms, pollen, White Sea, relative sea-level changes, Late Glacial

**DOI:** 10.31857/S2949178923040059, **EDN:** GMLYYX

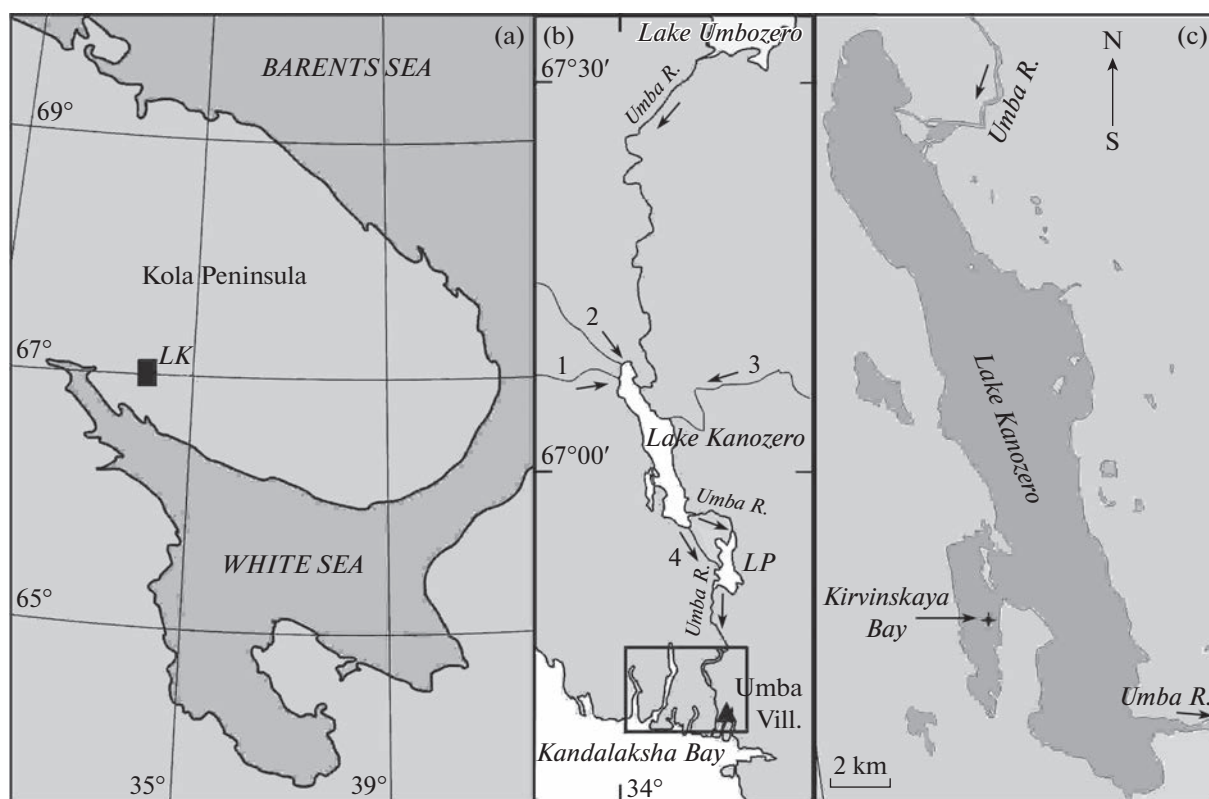
## INTRODUCTION

Lake sedimentary archives are known to contain valuable records of ecosystem and environmental changes of the past (Cohen, 2003). For instance, in the regions within the limits of the Last Glacial Maximum, e. g. in NW Russia, invaluable information on the environmental changes during the Late Glacial to Holocene transition can be inferred from lake sediments. Besides, coastal-lake sediment records in these regions are widely used in studies of relative sea-level (RSL) changes resulted from isostatic/eustatic processes (Gehrels, 2013; Horton, Sawai, 2010; Shennan et al., 2015 and references therein).

The White Sea region and the Kola Peninsula experienced an impact of the last glaciation and subsequent isostatic rebound as the Scandinavian Ice Sheet retreated. Therefore, lake sedimentary archives in this area enable reconstructing environmental changes related to deglaciation and shoreline displacement (e. g. Corner et al., 1999; Romanenko, Shilova, 2012; Subetto et al., 2012; Korsakova et al., 2016; Kolka, Korsakova, 2017; Kuznetsov et al., 2022; Tolstobrova et al., 2022; Kublitskiy et al., 2023; Ludikova et al., 2023 etc.).

Lake Kanozero, located in the SW part of the Kola Peninsula (fig. 1, (a)) is famous by the ancient stone-carvings abundant on its islands. The evidence of the early human presence on its shores has recently raised interest to the lake's paleoenvironments. The litho- and biostratigraphic study of the upper part of the sediment sequence from Lake Kanozero covering the end of the Late Glacial and the Holocene has been performed and published elsewhere (Sapelko et al., 2022). The environmental transformation from the

<sup>#</sup> For citation: Ludikova A.V., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Shikhirina K.A. (2023). Sediment record of the earliest stage of the evolution of Lake Kanozero (SW Kola Peninsula): new data for regional deglaciation reconstructions and relative sea-level studies. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 90–104. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040059>; <https://elibrary.ru/GMLYYX>



**Fig. 1.** Location map of the study site (a). LK = Lake Kanozero. Study area – closer look (b). 1 – River Chyornaya; 2 – River Kana; 3 – River Muna; 4 – River Rodvinga; LP – Lake Ponchozero; black frame – the area of the previous isolation basin studies (Kolka et al., 2013). Sampling site (c).

**Рис. 1.** Местоположение – общая схема (a); детализированная схема (b); точка пробоотбора (c). LK – Канозеро; реки: 1 – Черная, 2 – Кана, 3 – Муна, 4 – Родвинга; LP – Пончозеро; черный прямоугольник – область исследования в работе (Kolka et al., 2013).

shallow-water zone of a large cold-water oligotrophic basin to more productive lake resulted from the Early Holocene climate amelioration was revealed. Subsequent water-level lowering was also reconstructed that resulted in weakening of the water exchange between the lake's main basin and a bay where the sampling point was located (Sapelko et al., 2022).

The lowermost sediments containing the record of the earliest stages of the lake's evolution, however, remained beyond the scope of that study. A brief discussion on the diatom record of these stages was provided by Ludikova et al. (2022). In the present paper, we discuss the results of the multi-proxi study (diatoms, pollen, loss-on-ignition and grain-size) of the lowermost part of the sediment sequence of Lake Kanozero aimed at paleoenvironmental reconstruction of the initial stages of its development.

## MATERIALS AND METHODS

**Study site.** Lake Kanozero is a large basin in the middle course of the River Uмба, SW Kola Peninsula (fig. 1). The lake's elevation is 52.7 m above sea level (a. s. l.). The lake basin is NW-SE-oriented and has an

elongated shape, ca. 26 km long and up to 5 km wide. The water area is 84.3 km<sup>2</sup>, the water volume is 0.27 km<sup>3</sup>. The lake's mean depth is 3.2 m, maximum depth is 10.6 m (Elshin, Kuprijanov, 1970). The shortest distance from the lake (its southern end) to the White Sea coast is ca. 28 km.

The main inflow of Lake Kanozero is the River Uмба that enters the lake from the NE. Secondary tributaries include the rivers Chyornaya and Kana in the NW and Muna in the east. Two rivers, Kitsa (Uмба) and Rodvinga, outflow from the southern end of Lake Kanozero, and after passing through Lake Ponchozero, ca. 5.5 km to the SW, the River Uмба finds its way to the Kandalaksha Bay of the White Sea (fig. 1, (b)).

The lake is located within the hummocky moraine plain formed during the last glaciation. The present vegetation in the lake's surroundings is typical of the northern taiga subzone. Extensive peatbogs are also common for the surrounding landscapes.

**Coring, lab treatment and analyzing.** The 3.4 m-long sediment core was retrieved at 1.7 m-depth in the Kirvinskaya Bay (67°3'33" N, 34°6'12" E), a sheltered

bay in the SW part of Lake Kanozero (fig. 1, (c)). Two elongated peninsulas and the Kirvinskiy Island in between make the Kirvinskaya Bay partly isolated from the main basin of the lake. The sediments were sampled with the “Russian type” peat corer from a boat. The sediment samples were collected with 2 to 10-cm intervals.

The age of the gyttja bottom (at ca. 460 cm) was determined using  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry (AMS) at the Laboratory of radiocarbon dating, University of Helsinki, Finland (Sapelko et al., 2022). Loss-on-ignition, diatom and pollen analyses were performed at the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, while grain-size distribution was analyzed at the Laboratory of Rational Environmental Management, Faculty of Geography of Herzen State Pedagogical University.

The loss-on-ignition (LOI) analysis was performed according to the standard procedure adopted at the Institute of Limnology. A total of 30 ca. 1-cm thick samples were powdered, dried for 2 hours at 105 °C and remained to cool to room temperature. After weighing the samples, ignition of organic matter was performed (6 hours at 500°C). Cooled samples were weighed again for subsequent calculation of weight losses (%) after ignition.

For grain-size analysis, the pretreatment procedure described in Vaasma (2008) was applied. A total of 22 samples were analyzed. To oxidize organic matter, sediment samples were mixed with 40% hydrogen peroxide ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) and heated to 80 °C.  $\text{H}_2\text{O}_2$  was continually added until the reaction stopped. A drop of a carefully stirred sample was taken for the analysis using a 0.1 ml pipette. Laser-diffraction size analysis was conducted using LaSca-1C Laser Particle Size Analyzer. For each sample, measurement was carried out three times, and the results were averaged.

Sediment treatment for diatom analysis (19 samples) followed the standard procedure (Davydova, 1985) using 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  to destroy organic matter. Clay particles were removed by repeated decantation. Diatom identification follows Proshkina-Lavrenko (1949, 1950), Krammer and Lange-Bertalot (1986–1991), Strelnikova (2006). As identification of resting spores of *Chaetoceros* is often problematic using a light microscope, only a few species were identified to the species level. Therefore, all *Chaetoceros* resting spores were subsequently aggregated as *Chaetoceros* spp. The diatom species were subsequently grouped according to their habitats and salinity preferences (Proshkina-Lavrenko, 1949, 1950; Krammer, Lange-Bertalot, 1986–1991; Davydova, 1985). Chrysophyte (golden algae, Chrysophyceae) cysts were counted alongside with diatoms with no attempt of taxonomic identification. Concentrations of diatom valves and chrysophyte cysts in 1 g of dry sediments were subsequently calculated following Davydova (1985). The ratio of cysts to diatoms (CY:DI) was calculated according to Smol

(1985). The diatom diagram was plotted using the paleoecological software C2 Version 1.7 (Juggins, 2007).

Chemical treatment for pollen analysis (25 samples) was performed using the standard procedure (Grichuk, 1940; Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986) with potassium-cadmium ( $\text{Cd}_2\text{J}+\text{KJ}$ ) heavy liquid. Pollen diagram was drawn using the Tilia program (Grimm, 2004). Since pollen was almost lacking in a number of samples from the lowermost part, those samples were not included in the diagram. When calculating the percentage for each taxa the total amount of pollen of the trees, herbs and spores was taken for 100%. Pollen counts (total sum of pollen) that approximate pollen concentration in a sediment sample were also plotted on the diagram.

## RESULTS

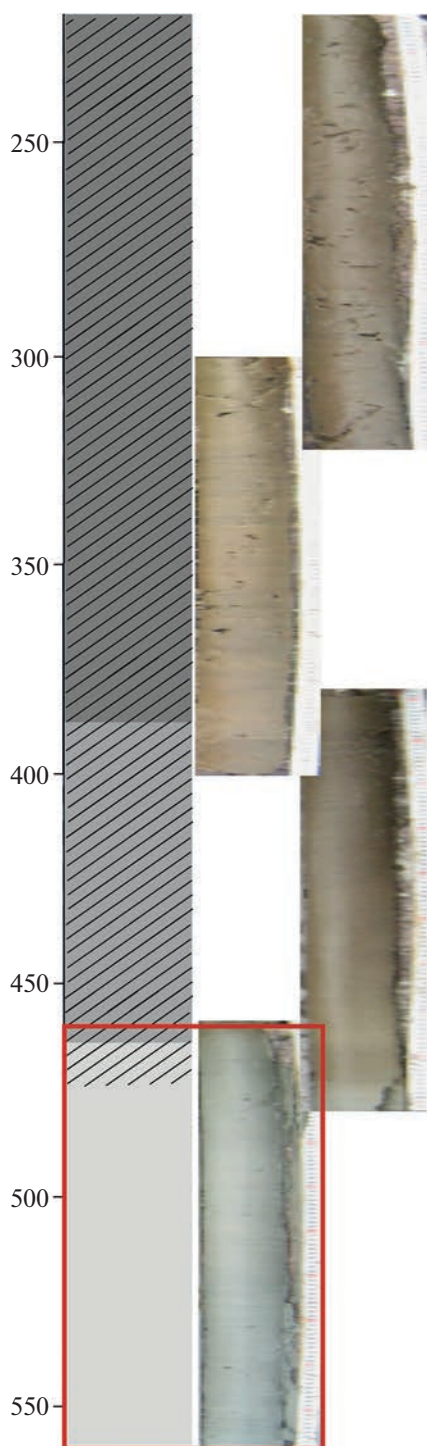
**Lithology, LOI and grain-size distribution.** The sediments under study are light bluish-gray silt (561–ca. 467 cm) with indistinct color banding in its lower part, gradually passing via gyttja silt to gyttja starting from ca. 467 cm (fig. 2).

In the lower silt, the LOI values do not demonstrate any significant variations generally ranging from 2.1% to 3.2% with only a minor decline to 1.9% at 472 cm. With the transition to gyttja silt at ca. 467 cm, the LOI values gradually increase and reach ~10% at 462 cm (fig. 3).

Grain-size analysis revealed the predominance of fine-grained particles (mean particle diameter varies from 0.02 to 0.036 mm). The size fraction of 0.01–0.05 mm, which is coarse silt according to Logvinenko (1974) classification, is the most abundant (>70% of the sample volume). An exception is 483–481 cm interval where it drops to 17%. Fine silt (0.005–0.01 mm) content varies from 8% to 14%, increasing to 65% at 483–481 cm. Clay (<0.001–0.005 mm) and fine sand (0.05–0.25 mm) particles do not exceed 16% and 14%, respectively (tabl. 1, fig. 3).

**Diatoms.** Based on the shifts in diatom assemblages composition and proportions of the ecological groups, three local diatom zones (DZs) were visually recognized (figs. 4, 5).

In DZ-1 (560–526 cm), resting spores of planktonic brackish-marine *Chaetoceros* spp. (with *C. hol-saticus*, *C. neogracilis*, *C. socialis*, *C. wighamii* being the most common) contribute up to 60% of the total diatoms. Other planktonic taxa include occasionally found marine *Thalassiosira* spp. and *Coscinodiscus* spp. rarely exceeding 1%. In the lower part of DZ-1, benthic brackish-water *Fragilaria fasciculata*, *Mastogloia smithii* and *Cocconeis scutellum* are abundant, while proportions of halophilous *Achnanthes hauckiana* and salinity-indifferent *Epithemia adnata* and *Rhopalodia gibba* increase upwards. The total benthic accounts for 37–56%. Diatom valve and chrysophyte cyst concentrations are low, not exceeding 8 million



**Fig. 2.** Sediment sequence of Lake Kanozero. Light gray – silt, shadowed gray – greenish-brown gyttja, shadowed dark gray – brown gyttja. Red rectangle – sediment record in focus of the present study.

**Рис. 2.** Разрез донных отложений Канозера. Светло-серый – алеврит, серый со штриховкой – зеленовато-бурая гиттия, темно-серый со штриховкой – бурая гиттия. Красным прямоугольником обозначена часть разреза, рассматриваемая в настоящей статье.

and 200 thousand in  $\text{g}^{-1}$  dry sediment, respectively. The CY:DI ratio is low as well (1.8–5.6%).

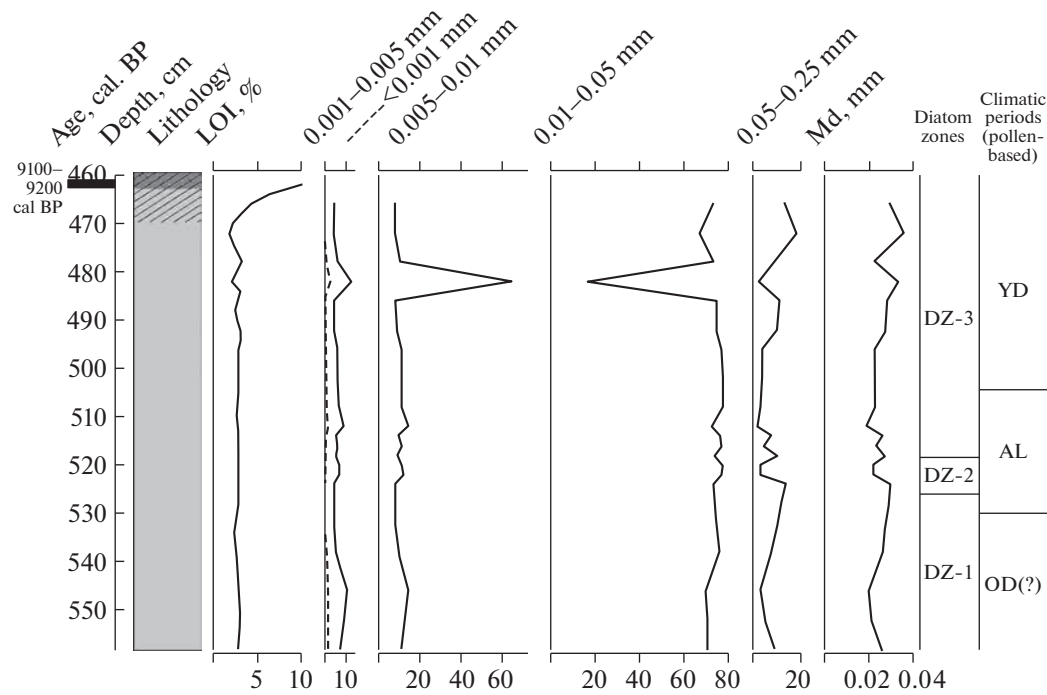
In DZ-2 (526–518 cm), resting spores of *Chaetoceros* spp. rapidly decrease in abundance and disappear from the diatom record. The total planktonic decreases correspondingly. A proportion of small benthic Fragilariaceae drastically increases and reach >40% near the upper boundary of DZ-2. Their most abundant representatives include salinity-indifferent *Staurisira venter* and *Staurosirella pinnata*. Brackish-water *M. smithii* and *Tryblionella levidensis*, halophilous *A. hauckiana*, *Diploneis smithii* var. *pumila* and *Epithemia sorex*, and salinity-indifferent *E. adnata* and *R. gibba* are abundant as well. The halophilous taxa reach their highest proportion (35%) in DZ-2. Abundances of the total benthic rise to 97–100%. A notable increase in the diatom and cyst concentrations is observed in the upper DZ-2 (to 23 million and 1 million, respectively). The CY:DI ratio ranges from 7.4 to 11%.

In DZ-3 (518–460 cm), brackish-water species disappear from the record. Proportions of halophilous taxa decrease to 3–6%, while freshwater salinity-indifferent species became dominating. Benthic diatoms prevail (86–99%) with high abundances of small-celled Fragilariaceae (40–60%). Benthic *Amphora pediculus*, *Cocconeis neodiminuta*, *Navicula aboensis* and *Navicula jaernefeltii* are also common. Besides, *Aulacoseira ambigua*, typical of lacustrine plankton is also sporadically found. Diatom concentrations are high (26–48 million in  $\text{g}^{-1}$  dry sediment) rapidly increasing in the uppermost part of DZ-3. Chrysophyte cysts are less abundant (0.8–9 million). The CY:DI ratio is highly variable (5–17%).

**Pollen.** Three local pollen-assemblage zones (PZs) were recognized in sediment sequence under study (fig. 6).

PZ-1 (561–530 cm) is characterized with the lowest pollen content. Herbs pollen predominates (up to 64%) with Poaceae, Cyperaceae and *Artemisia* being the most abundant. *Betula nana* accounts for up to 50% of the total arboreal pollen reaching its maximum. *Pinus* and *Betula* pollen is also observed. The proportion of spores is the lowest (0–21%). They are mainly represented by *Bryales* and *Lycopodium clavatum*.

In PZ-2 (530–504 cm), pollen content reaches its maximum. Proportion of arboreal pollen increases to 67%. *Pinus* and *Betula* prevail, and minor amounts of *Picea* appear in the pollen record. Despite of the decreased proportion, *Betula nana* is constantly present in PZ-2. Sporadically found pollen of *Alnaster* and *Salix* is recorded for the first time. Herbs pollen slightly decreases although still remains noticeable (to 47%). Cyperaceae and *Artemisia* dominate among herbs, while the percentage of Poaceae decreases in the lower part of the zone and increases again upwards. Starting from the middle part of PZ-2, Chenopodiaceae pollen is recorded. Pollen of *Empetrum* (Ericaceae), *Ephedra*



**Fig. 3.** Lithology, LOI, grain size distribution (%) for the lower ca. 1-m sediments of Lake Kanozero. Lithology: light gray – silt, shadowed light gray – gyttja silt, shadowed gray – greenish-brown gyttja.

**Рис. 3.** Литология, ППП, гранулометрический состав (%) нижней части (ок. 1 м) донных отложений Канозера. Литология: светло-серый – алеврит, заштрихованный светло-серый – гиттиевый алеврит, заштрихованный серый – зеленовато-коричневая гиттия.

and *Saxifraga* is observed as well. Spores reach their maximum proportion (up to 60%). *Bryales* spores prevail, while Polypodiaceae, *Lycopodium clavatum* and *Equisetum* are also found in considerable amounts. Besides, *Lycopodium annotinum*, *Selaginella selaginoides* and *Sphagnum* are occasionally recorded. Sporadic finds of *Isoetes* spores and green alga *Botryococcus braunii* are characteristic of PZ-2 only.

In PZ-3 (504–485 cm), pollen content decreases. Arboreal pollen decreases as well, rising again by the upper part of the zone (29–50%). *Betula nana* pollen predominates while the proportions of *Pinus* and *Betula* decline. *Alnaster* and *Juniperus* are sporadically found. Herbs pollen remains abundant (25–30%) with the predominance of Poaceae that rises again in this zone. Cyperaceae, Chenopodiaceae and *Artemisia*

pollen is constantly recorded. *Empetrum* (Ericaceae) pollen is only occasionally found. Proportion of spores decreases (25–44%). *Bryales* and Polypodiaceae are the most abundant while *Equisetum*, *Lycopodium clavatum*, *Lycopodium annotinum*, *Selaginella selaginoides* and *Sphagnum* are commonly observed as well.

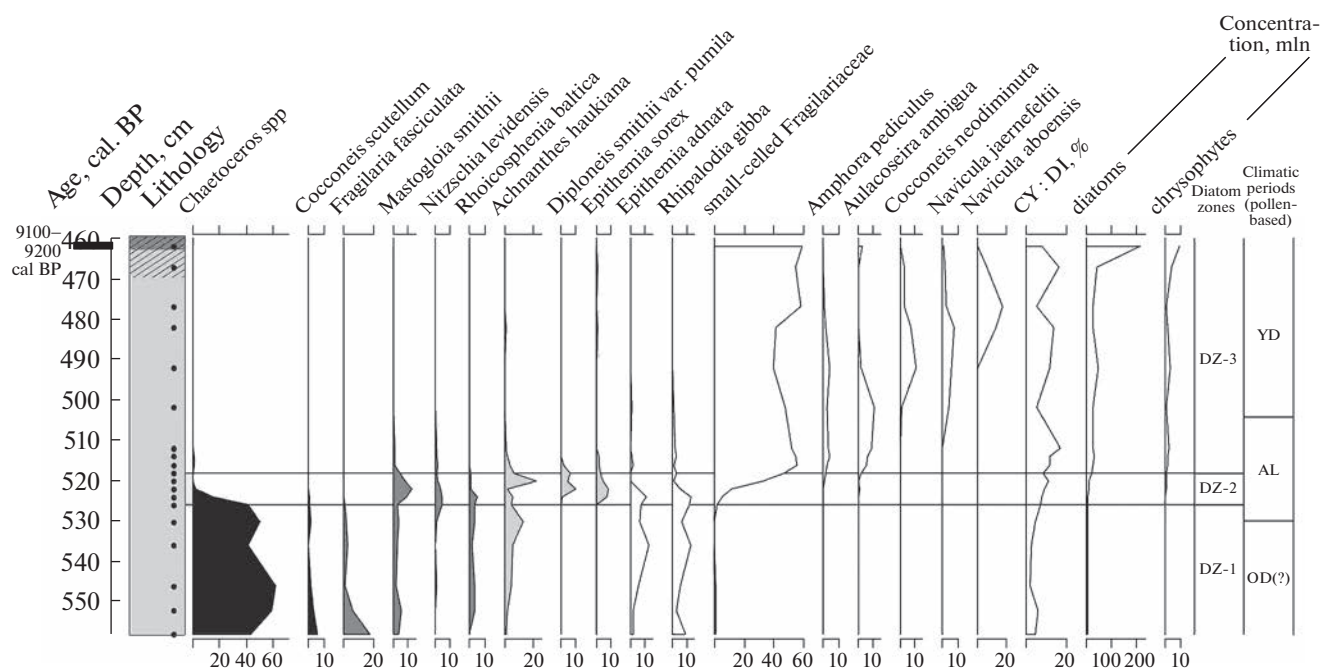
DISCUSSION

**Microfossils, sediments and local paleoenvironment.** Compositional changes in the diatoms assemblages revealed three stages of the earlier evolution of Lake Kanozero. At the initial stage (DZ-1), the predominance of brackish-marine and brackish-water species indicates the influence of marine waters. High abundance of planktonic taxa (*Chaetoceros* spp.), in

**Table 1.** Minimal, mean and maximum values of LOI and sediment particles in the lower part of the sediment sequence of Lake Kanozero

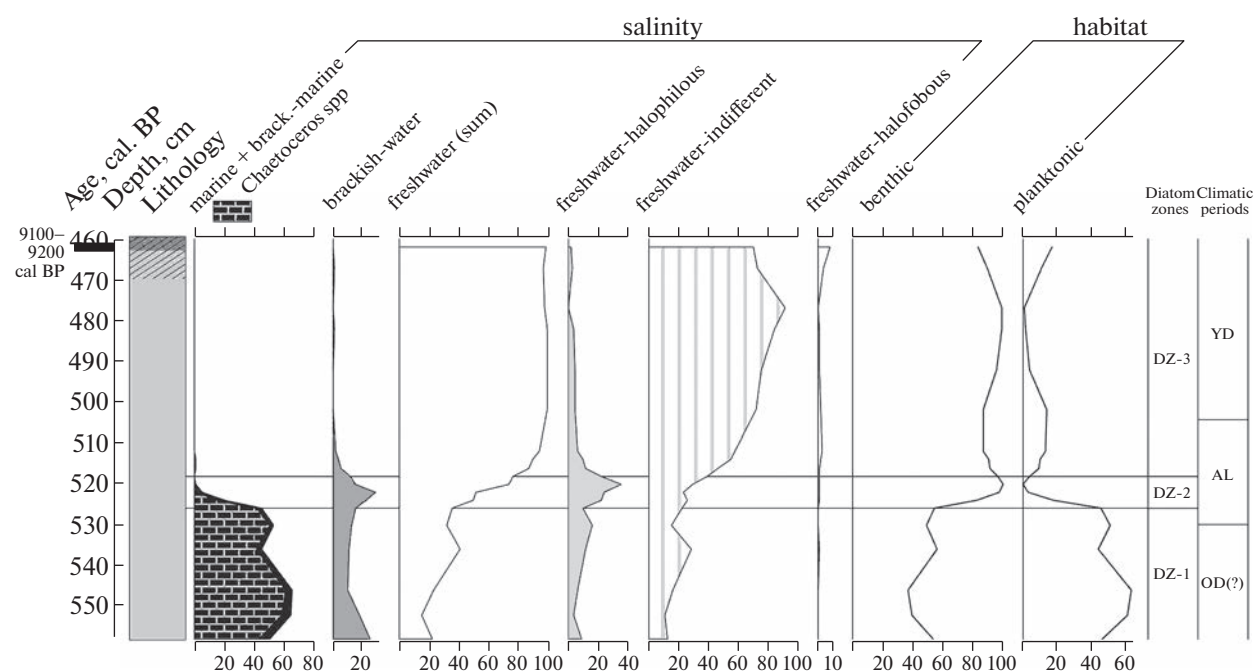
**Таблица 1.** Минимальные, средние и максимальные значения ППП и содержания осадочных частиц в нижней части разреза донных отложений озера Канозера

%	LOI	fine clay (0–0.001 mm)	coarse clay (0.001–0.005 mm)	fine silt (0.005–0.01 mm)	coarse silt (0.01–0.05 mm)	fine sand (0.05–0.25 mm)
min	1.9	0.33	4.47	7.99	16.79	1.80
max	9.9	2.24	13.35	64.67	77.78	18.86
mean	3.2	0.74	6.71	12.90	71.83	7.81



**Fig. 4.** Diatom diagram for the lower ca. 1-m sediments of Lake Kanozero: species abundances (%), "cysts to diatoms" ratio (%), diatom valves and chrysophyte cysts concentrations ( $\text{g}^{-1}$  dry sediment). Black circles indicate the position of the analyzed samples.

**Рис. 4.** Диатомовая диаграмма для нижней части колонки донных отложений Канозера: основные виды (%), отношение "цисты/диатомовые" (%), концентрация створок диатомей и цист хризифитов (в 1 г сухого осадка). Черными точками на литологической колонке отмечено положение проанализированных образцов.



**Fig. 5.** Diatom diagram for the lower ca. 1-m sediments of Lake Kanozero: ecological groups according to salinity preferences and habitats.

**Рис. 5.** Диатомовая диаграмма для нижней части колонки донных отложений Канозера: экологические группы по солености и местообитанию.

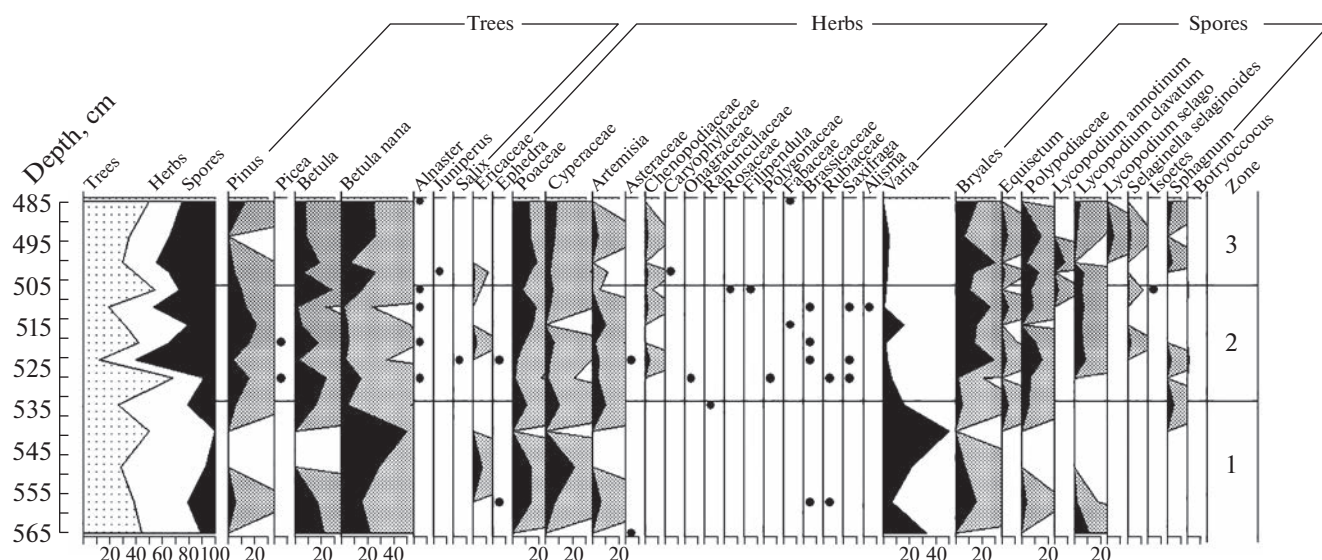


Fig. 6. Pollen diagram of the lower part of the sediment sequence of Lake Kanozero.

Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма нижней части разреза донных отложений Канозера.

turn, points to relatively large depths of the basin. The most abundant representatives of *Chaetoceros* genus at this stage can thrive in a wide range of salinities. According to Strelnikova (2006), the salinity range for *C. holsaticus* is 5.3–33.2‰, for *C. neogracilis* – 8.1–30‰, for *C. socialis* – 2.8–33.2‰, and for *C. wighamii* – 2.1–33.2‰. Therefore, brackish-water conditions can be thought of. At present, various species of *Chaetoceros* flourish in the phytoplankton of the White Sea (salinity ca. 26‰) altogether with *Thalassiosira* spp. and *Coscinodiscus* spp. (Il'yash et al., 2003). Representatives of these three genera also dominate in the surface-sediment diatom assemblages (Polyakova, Novichkova, 2018). In our record, however, *Chaetoceros* spp. predominate while both *Thalassiosira* spp. and *Coscinodiscus* spp. were only occasionally found. Such disproportion apparently reflects the environments in the paleobasin rather differing from the present White Sea.

However, local paleoenvironments are more reliably inferred from benthic diatoms as those are incorporated to the sediments directly from their source community (Vos, de Wolf, 1988). In our record, brackish-water and salinity-indifferent species predominate among the benthic taxa, followed by freshwater halophilous species which strongly suggests brackish environments or fluctuating salinities. Low concentrations of diatoms and chrysophytes indicate unfavorable conditions for the growth of these microalgae probably attributed to nutrients limitation. High input of suspended mineral particles into the basin, in turn, could have “diluted” the microfossil concentrations in the sediments. For chrysophytes, the salinity can also be an important limiting factor as only few Chrysophyceae species occur in marine or brack-

ish waters. It is supported by low CY:DI values that are also characteristic for the “marine stage” in other coastal isolation basins of the White Sea coast (Ludikova et al., 2023). A notable lack of sponge spicules that are the siliceous microfossils commonly abundant in the sediments of the “marine stage” (Ludikova et al., 2023) point to extremely unfavorable conditions for these invertebrates. As sponges are fed by suspended organic detritus, the primary limiting factor could be the low productivity of the basin.

Low-productive environments with high sediment supply are also suggested from low organic content in the sediments. This apparently reflects severe climate and environmental conditions when no nutrients were supplied to the basin from undeveloped soils while the erosion intensity was high. The predominance of the silt-size particles may evidence for low-energy environments where the influence of waves, tides and currents is minor. At present, silt accumulation takes place on the slopes of the White Sea depression at some distance from the coast (Nevevskiy et al., 1977). Besides, silty fraction also dominates in the sediments near the large rivers mouths such as the present-day seaward part of the delta of the River Severnaya Dvina (Nevevskiy et al., 1977). Slightly increasing proportion of fine sand may reflect a shift towards lower depths and slightly more energetic environments.

This stage was tentatively pollen-dated to the Older Dryas, i. e. a climate cooling that preceded the Allerød (PZ-1), and also includes the very onset of the Allerød (lower PZ-2). The Older Dryas chronozone in our record is distinguished by the low abundances of arboreal pollen. Generally, the composition of the pollen spectra is similar to those of the Younger Dryas. However, very low pollen abundances in PZ-1 (much lower

**Table 2.** Pollen data for the Late Glacial on the Kola Peninsula**Таблица 2.** Данные спорово-пыльцевого анализа для позднеледниковья Кольского п-ова

Lakes	Older Dryas	Allerød	Younger Dryas	References
Kanozero	<i>Betula</i> – Poaceae – Cyperaceae – <i>Artemisia</i> – Chenopodiaceae	<i>Betula</i> – <i>Pinus-Picea</i> – <i>Alnaster</i> – <i>Salix</i> – <i>Ephe-</i> <i>dra</i> – <i>Saxifraga</i> <i>Empetrum</i> – <i>Artemisia</i> –	<i>Betula</i> – <i>Betula nana</i> – Poaceae – Cyperaceae – <i>Artemisia</i> – Chenopodia- ceae	This article
Churozero	<i>Betula</i> – <i>Artemisia</i> – Poaceae – Cyperaceae – Chenopodiaceae	<i>Betula</i> – <i>Pinus-Picea</i> – <i>Salix</i> – <i>Artemisia</i> – Cyperaceae	<i>Betula</i> – <i>Pinus</i> – <i>Salix</i> – Cyperaceae – <i>Artemisia</i> – Chenopodiaceae	Pavlova et al., 2011
Imandra KP-2		<i>Pinus</i> – <i>Artemisia</i>	<i>Artemisia</i> <i>Salix</i> – <i>Betula</i> – <i>Betula</i> <i>nana</i> – <i>Artemisia</i> – Poa- ceae – Cyperaceae	Lenz et al., 2021 Kremenetski et al., 2004
Yarnyshnoe			<i>Salix</i> – <i>Betula</i> – <i>Arte-</i> <i>misia</i> – Chenopodiaceae	Snyder et al., 2000

than in the Younger Dryas sediments) suggest colder and drier climate that hindered the spread of the vegetation.

On the Kola Peninsula, the Younger Dryas age of the sediments is the most reliably confirmed by pollen studies of the lateglacial sediment records. However, in the sediments of Lake Churozero, central Kola Peninsula, two episodes of the Dryas cooling separated by the Allerød warming were recorded (Pavlova et al., 2011). In Lake Churozero, low pollen abundances were similarly recorded in the sediments attributed to the Older Dryas chronozone (Pavlova et al., 2011). The composition of the Older Dryas pollen spectra there also demonstrates similarity to those of the Younger Dryas (tabl. 2). No radiocarbon-dated pollen records of the Older Dryas are known by far in the Kola region.

Our pollen data thus support severe environmental conditions that were inferred from the sediments lithology, low abundances of siliceous microfossils and low organic content. The pollen data suggest that the vegetation cover was almost lacking in the study area at this early stage. Open landscapes with periglacial herbs-dominated communities with *Artemisia*, Poaceae and Cyperaceae were characteristic for this time period indicating cold and dry climate and unfavorable conditions for vegetation and soils development. By the end of this stage, the transition to warmer and more humid climate is inferred from the pollen record (lower PZ-2) which favored a spread of forest-tundra vegetation. No corresponding changes in the diatom assemblages and sediment composition were observed, though.

At the next stage (DZ-2), a rapid decline in planktonic *Chaetoceros* spp. and other marine and brackish-marine taxa, and increase in benthic brackish-water, halophilous and salinity-indifferent species indicate decreasing salinity and water depth resulted from the

isolation and transition to lacustrine environments. An explosive rise of small-celled Fragilariaceae observed at this stage is typical of the succession from marine to freshwater coastal-lake environments, and was recorded in the sediment sequences prior to, during and just after the isolation (Stabell, 1985). At present, small-sized fragilarioids are characteristic for the surface sediments of the coastal basins, both currently isolating and recently isolated from the White Sea, i. e. regardless of their isolation status (e. g. Shilova et al., 2020). Apparently, thriving of these taxa is not solely attributed to salinity changes since the isolation process is commonly accompanied by other environmental instabilities, e. g. increased turbidity, fluctuating salts content and shifting nutrients supply. This all favors the growth of pioneer, fast-reproducing species widely distributed along various environmental gradients, such are many of small Fragilariaceae that are highly competitive under unstable, changing conditions (Weckström, Juggins, 2005).

Increasing CY:DI values accompanied by a minor increase in cysts concentrations observed at this stage support freshening of the basin and the transition to the environments more favourable for chrysophytes. Similar rise in proportions of cysts was recorded at the transitional stage in other isolation basin studies (Dreßler et al., 2009; Ludikova et al., 2023). Diatom concentrations also slightly increase as a result of the mass growth of small-celled fragilarioids. It may also reflect a transition to lower-energy conditions with decreasing influence of a larger basin.

Various isolation basin studies have demonstrated clear lithological signals of isolation in their sediment records (Corner et al., 1999; Kolka, Korsakova, 2017). Besides, rapidly rising organic content (expressed as increased LOI) during the marine-freshwater transition was recorded in coastal lakes isolated from the White Sea during the Holocene (Kuznetsov et al.,

2022). In Lake Kanozero, however, the onset of the isolation has left no visually recognizable signature such as changing sediment composition, color, etc. Neither the transition to autochthonous organic sedimentation was recorded as the LOI values showed no corresponding change. Slightly decreased proportion of fine sand might be the only evidence of changes in sedimentation environment.

According to the pollen data, this stage corresponds to the Allerød interstadial (PZ-2). It is supported by increased pollen concentration in the sediments that is much higher than in PZ-1 and PZ-3. Besides, in the preceding and the following periods the arboreal vegetation was mainly represented by dwarf birch, while in the Allerød birch and pine pollen became more abundant. Their increased proportions in the pollen records are typical of this warm period (Sapelko, 2017). An occurrence of spruce pollen also supports the Allerød age of the sediments. *Alnaster fruticosus* is constantly observed in the pollen record as well. Being presently common in permafrost regions and undemanding to soils, it could have grown on the coasts of the Kanozero basin. *Salix*, *Ephedra*, *Saxifraga* and *Empetrum* typical for the Late Glacial and specifically for the Allerød interstadial, were also common for the study area at this stage. The composition of the pollen spectra thus indicates that tundra-like vegetation communities transformed to forest-tundra communities.

There are few sites in the Kola Peninsula where the sediments attributed to the Late Glacial climate warming were described (e. g., Pavlova et al., 2011; Lenz et al., 2021) (tabl. 2). The warming is commonly marked by the increased abundance of arboreal pollen. An increase of *Picea* pollen is an important indication of the Allerød in the Kola Peninsula and other regions (Borzenkova et al., 2015). In Lake Imandra, western Kola Peninsula, the increase in arboreal pollen with the predominance of *Pinus* was characteristic for the Allerød warm episode (Lenz et al., 2021). An occurrence of shrubs pollen is another indication of warming. For instance, in Lake Churozero the spread of *Salix* is inferred during the Allerød chronozone. Pollen of *Salix*, *Ephedra*, *Saxifraga* and *Empetrum* often found in lateglacial sediments is typical of the Bølling-Allerød sediments in the area of the Last Glaciation (Engels et al., 2022).

Constantly low organic content in our sediment record, however, indicates no corresponding increase either in the basin's productivity or allochthonous organic matter supply. Despite some climate amelioration, the lake was still oligotrophic and received large amounts of suspended mineral particles from the catchment. This might reflect rather severe environmental conditions. A lack of any noticeable changes in the sediment composition also suggests that after the isolation the Kanozero basin remained rather large, which could have obscured the signals of isolation-re-

lated or climate-driven shifts in sedimentation environments.

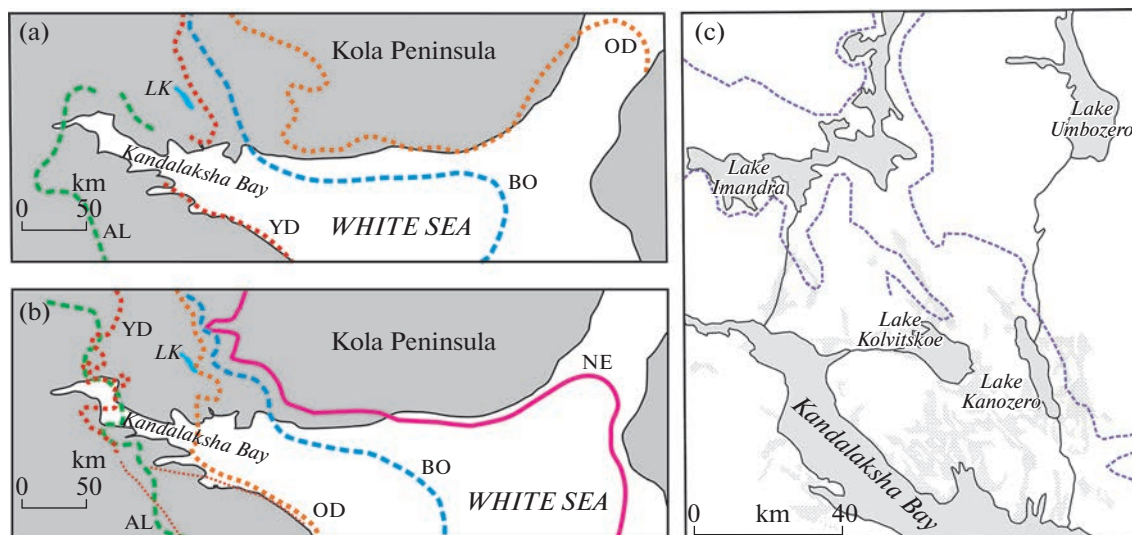
Subsequent disappearance of brackish-water diatoms and a notable decrease in abundances of halophilous taxa indicate establishing of freshwater conditions in Lake Kanozero (DZ-3). Predominance of benthic diatoms and an overall composition of the diatom assemblages reflect sedimentation in the shallow-water part of a large cold-water low-productivity lake with slightly alkaline pH.

In these lacustrine environments, however, minerogenic allochthonous sedimentation proceeded since the LOI values remained as low as at the previous stages. Low productivity of the lake's ecosystem apparently resulted from severe climatic conditions. Poor soils and vegetation development in the lake's catchment restricted nutrients input to the lake. Almost unchanged distribution of particle sizes indicates rather stable sedimentation environments. The only exception is an episode of a notable shift in medium-coarse silt and fine silt ratio accompanied by minor increase in clay particles and decrease in fine sand that predated the increase in organic content. No corresponding changes were recorded in either diatom composition or LOI values, though. Apparently, this event is not related to changing water depth and might reflect decreased erosion or river activity.

This stage is pollen-dated to the late Allerød – Younger Dryas (upper PZ-2 – PZ-3), and the transition to colder climate is inferred from decreased pollen abundances and arboreal pollen decline. After the Allerød warming, *Alnaster fruticosus* and *Empetrum* still grew sporadically in sheltered depressions. *Empetrum* heathlands were spread as well, which together with dwarf birch could indicate initial soils development.

Dated Younger Dryas sediments were revealed elsewhere in the Kola Peninsula (e. g., Kremenetski et al., 2004; Pavlova et al., 2011; Lenz et al., 2021 etc.). Decreased abundances of arboreal pollen is the most prominent indication of the Younger Dryas cooling recorded in other sediment sequences. The onset of the Holocene, in turn, is marked by its rapid increase, which was also recorded in Lake Kanozero (Sapelko et al., 2022) and other sites (Snyder et al., 2000; Kremenetski et al., 2004; Pavlova et al., 2011; Lenz et al., 2021). In the Younger Dryas, periglacial communities prevailed in the region, while the composition of dominating taxa was determined by the local environments. Vegetation communities with *Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae и Chenopodiaceae were the most common (tabl. 2).

An increase in organic content and gradual silt to gyttja transition might indicate climate amelioration around the Late Glacial-Holocene boundary. However, the absolute and pollen-based chronologies disagree in estimating the onset of the organic sedimentation in Lake Kanozero. According to pollen data (Sapelko et al., 2022), the Younger Dryas-Holocene



**Fig. 7.** Late-glacial ice-marginal zones (after: (a) – Yevzerov (2015), (b) – Korsakova et al. (2023)) during: NE – Neva stage, BO – Bolling Interstadial, OD – Older Dryas Stadial, AL – Allerød Interstadial, YD – Younger Dryas Stadial. LK stands for Lake Kanozero. (c) – limits of the late-glacial brackish-water basin (dashed violet line; after Lavrova, (1960)), and location of the sediments of the late-glacial marine transgression (shaded areas; after Semyonova, Rybalko (2012)).

**Рис. 7.** Пояса краевых ледниковых образований позднеледниковья (NE – неВСкой стадии, BO – меЖстадиального потепления бёллинг, OD – стадиального похолодания среднего дриаса, AL – меЖстадиального потепления аллерёд, YD – стадиального похолодания позднего дриаса, по (а) – Евзеров (2015), (b) – Korsakova et al. (2023). LK – Канозеро. (с) – пределы распространения позднеледникового солоноватоводного бассейна (фиолетовая пунктирная линия; по Лаврова (1960)), местонахождение осадков позднеледниковой морской трансгрессии (заштрихованная площадь; по Семенова, Рыбалко (2012)).

transition was recorded in the lower part of gyttja suggesting that the organic sedimentation started around the end of the Late Glacial – beginning of the Holocene. The radiocarbon dating of the gyttja bottom, in turn, yielded ca. 9100–9200 cal. yrs BP indicating that the transition to organic sedimentation could have occurred later in the Early Holocene. The study of gyttja revealed the conditions of the freshwater lake that experienced some changes in trophic state and depth during the Holocene (Sapelko et al., 2022). No signal of marine transgressions was recorded in the Holocene sediment sequence.

**Implications for deglaciation and marine limit studies.** During the Last Glacial Maximum, the Kola region and the White Sea depression were occupied by the eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet that expanded eastward and reached the NW tip of the Kanin Peninsula (Demidov et al., 2006; Hughes et al., 2016). The deglaciation of the Kola Peninsula and the White Sea took place between ca. 15–16 cal. ka BP and ca. 12 cal. ka BP (Hughes et al., 2016). However, the deglaciation pattern and chronology still remain rather uncertain.

Earlier studies suggested that the White Sea depression had been already ice-free by the end of the Oldest Dryas as the ice sheet retreated far westward (Lavrova, 1968). In recent decades, various and partly contradictory deglaciation schemes were proposed thus providing different timing of deglaciation of the Kanozero

basin. Three distinctive ice marginal belts were described on the Kola Peninsula by Yevzerov and Nikolaeva (2000) and Yevzerov (2015). The belt III formed during the Oldest Dryas cooling and preceding warming episode, while the formation of the belts II and I correspond to the Bolling – Older Dryas and Allerød – Younger Dryas climate oscillations, respectively (Yevzerov, 2015). These studies suggest that in the Older Dryas, i. e. ca. 14 cal. ka BP, ice-marginal zone was located >50 km to the east of Lake Kanozero (fig. 7, (a)) that must have been covered by glacial ice. According to Stroeven et al. (2016), ca. 14 cal. ka BP the ice sheet covered the western and central Kola Peninsula including the Kanozero basin. Similarly, Boyes et al. (2023) assumed that ice-free conditions only existed in the eastern Kola Peninsula at that time. They also inferred a significant readvance of the White Sea ice lobe ca. 14 cal. ka BP partly in response to the climatic cooling during the Older Dryas (Boyes et al., 2023). Alternatively, the correlation scheme of ice marginal formations proposed by Vashkov and Nosova (2022) placed the Older Dryas ice margin just a few km to the east of the Kanozero basin, while the deglaciation of the study area took place in the Allerød.

A notable retreat of the ice margin ca. 13 cal. ka BP is suggested although the precise position of the ice margin on the Kola Peninsula remains uncertain. An activation of the so-called Kanozero ice stream that moved to the SE through the Kanozero basin in re-

sponse to the collapse of the White Sea lobe and related ice sheet configuration and volume changes, was also documented for this period (Boyes et al., 2023). Korsakova et al. (2023) mapped the ice-free conditions in our study area starting from the Allerød as the ice margin retreated westward up to the head of the Kandalaksha Bay (fig. 7, (b)). It agrees with Stroeve et al. (2016) who reconstructed deglaciation of the study area in the Late Allerød, between ca. 13 and 12.7 cal. ka BP. The lack of any large-basin sediments in the coastal lakes at > ca. 41 m a.s.l., south of Lake Kanozero, was interpreted as a result of blocking of their depressions by dead-ice masses that lost contact with the active ice lobe in the Allerød (Kolka et al., 2013).

The reconstructions by Yevzerov and Nikolaeva (2000), Semyonova and Rybalko (2012) and Boyes et al. (2023) indicate that in the Younger Dryas the ice margin was still located a few km to the east of the study site (fig. 7, (a)), and thus the depression of Lake Kanozero was not ice-free yet. The ice sheet subsequently retreated from the Kanozero basin between 12 and 11 cal. ka BP.

Our results, however, suggest that aquatic sedimentation in the Kanozero depression already took place during the cold interval pre-dating the Allerød and tentatively assigned to the Older Dryas. This may assume earlier deglaciation of the study area than it was previously suggested.

It is commonly believed that glacial-lacustrine environments in the White Sea depression transformed to glacial-marine in the late Allerød (Lavrova, 1968; Nevesskiy et al., 1977; Yevzerov et al., 2007; Kolka, Korsakova, 2017). However, some studies suggest that glacial-marine environments in the Kandalaksha Bay also existed during the Oldest and Older Dryas chronozones (Alyavdin et al., 1977; Djinoridze et al., 1979; Kalugina et al., 1979). According to our data, Lake Kanozero could already be a part of a larger brackish basin prior to the Allerød.

The results of the present study also contribute to the reconstruction of spatial limits of this basin. According to Lavrova (1960), the late-glacial brackish (glacial-marine) basin occupied the northern coasts of the Kandalaksha Bay and penetrated as far inland as the present depressions of the lakes Ponchozero and Kanozero (fig. 7, (c)). She also suggested that accumulation of thick laminated clays found to the north of Lake Kanozero took place in a freshened marine bay. Bluish-gray indistinctly laminated clays near the mouth of the River Rodvinga, south of Lake Kanozero, containing brackish-water and brackish-marine diatoms, were also referred to as glacial-marine (Lavrova, 1960). Thus one could think of the Late Glacial marine transgression that has exceeded the present elevation of Lake Kanozero which is ca. 53 m a.s.l. In support to this, the map of the Quaternary deposits shows late-glacial marine sediments along the shores

of Lake Kanozero (fig. 7, (c)) (Semyonova, Rybalko, 2012). However, studies of coastal isolation basins near Umba Village only recorded signals of the late-glacial marine transgression in the lakes at  $\leq 41$  m a. s. l. while no large-basin sediments were found in lake depressions at  $\geq 55$  m a. s. l. (Kolka et al., 2013). It was therefore suggested that the basins below ca. 41 m a. s. l. were already ice-free by the late Allerød, while the lakes at higher elevations remained blocked by dead ice until the late Preboreal.

Our finds of rich brackish-water diatom flora in the pre-Allerød sediments of Lake Kanozero indicate earlier onset of the marine transgression and no dead-ice blocking of the Kanozero basin. The RSL thus should have exceeded the present elevation of our study site (ca. 53 m a. s. l.). The marine waters must have penetrated as far inland as up to the NW end of the lake, at least, i. e. ca. 50 km from the present White Sea coast, which agrees with Lavrova (1960). According to pollen data, the RSL dropped below ca. 53 m a. s. l. sometime in the Allerød when a resultant transition from brackish- to freshwater environments in Lake Kanozero took place.

This does not correlate, however, with the results obtained by Kolka et al. (2013) who inferred the onset of RSL rise ca. 13.2 cal. ka BP, i. e. in the late Allerød. The transgression reached at least ca. 41 m a. s. l., lasted during the Younger Dryas and terminated ca. 10.3 cal. ka BP when the RSL regressed below ca. 41 m a. s. l. (Kolka et al., 2013; Kolka, Korsakova, 2017). Matching the evidences from Lake Kanozero and the Umba Village area, one could think of two phases of the late-glacial transgression, the earlier pre-dated the Allerød, and the later started in the late Allerød. This assumption, however, looks highly speculative given the present state of knowledge, and strongly demands validation by further studies.

Previously published results of the diatom study of the upper part of the sediment sequence (gyttja) demonstrated that Lake Kanozero remained freshwater during the Holocene (Sapelko et al., 2022). This provides no grounds for positioning the Holocene marine sediments on the central-western and central-eastern parts of the lake's shores as was suggested by (Legkova et al., 2003; Semyonova, Rybalko, 2012).

## CONCLUSIONS

Our study has revealed the evidences for marine waters penetration into the basin of Lake Kanozero at the earliest stage of its evolution that was tentatively pollen-dated to the Older Dryas – the onset of the Allerød. The predominance of planktonic diatoms with a broad salinity tolerance and the presence of typical brackish-water benthic species in the diatom record reflect the environments of a large brackish basin. Fine-grained particles prevailing in the sediment record suggest rather large depths while low organic

content supports low-productivity environments. Cold and dry climate conditions unfavorable for vegetation and soils development were inferred from the pollen record.

The subsequent isolation from the brackish basin and transition to lacustrine environments inferred from the diatom record was pollen-dated to the Allerød. Thus Lake Kanozero, an 84.3 km<sup>2</sup>-large waterbody can be defined as a huge isolation basin. Only a minor decrease in the fine sand fraction was revealed while no other corresponding changes were observed in the sediment record. Despite of the climate amelioration, inferred from the spread of forest-tundra vegetation, the basin remained low-productive and received large amounts of suspended mineral particles from the catchment.

The predominance of freshwater diatoms, low organic content and accumulation of fine-grained particles indicate that in the late Allerød and throughout the Younger Dryas, Lake Kanozero remained a large, low-productive freshwater basin.

The study revealed ice-free conditions and aquatic sedimentation in the Kanozero depression already in the pre-Allerød times. Therefore we may assume earlier deglaciation of the study area than it was previously suggested.

Our results also indicate earlier onset of the late-glacial marine transgression and can specify its level. In the Older Dryas, the RSL has exceeded the present elevation of Lake Kanozero, ca. 53 m a. s. l., and marine waters penetrated as far inland as up to the NW end of the lake, i. e. ca. 50 km from the present White Sea coast. The RSL dropped below ca. 53 m a. s. l. already in the Allerød, and since that freshwater conditions persisted in Lake Kanozero.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to E.M. Kolpakov, A.I. Murashkin and V.Ya. Shumkin (Kola Archaeological Expedition, St. Petersburg) for their help and support in organizing the fieldworks and logistics. The study contributes to the State Research Program of the Institute of Limnology – SPC RAS (No. FMNG-2019-0004). Critical remarks and helpful comments of the two anonymous reviewers are highly appreciated.

#### REFERENCES

- Alyavdin F.A., Manuilova S.F., Rybalko A.E. et al. (1977). New data on geology of the north-western part of the White Sea. *Priroda i hozyaistvo Severa*. No. 6. P. 30–38. (in Russ.).
- Berglund B., Ralska-Jasiewiczowa M. (1986). Pollen analysis and pollen diagrams. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Chichester: Wiley & Sons. P. 455–484.
- Borzenkova I., Zorita E., Borisova O. et al. (2015). Climate changes during the Holocene (the last 12,000 cal. yr). *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Regional Climate Studies. Chapter 2*. Springer, Cham. P. 25–50.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1_2)
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. (2023). The last Fennoscandian Ice Sheet glaciation on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107872.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Cohen A.S. (2003). *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. New York: Oxford University Press. 500 p.
- Corner G.D., Yevzerov V.Y., Kolka V.V. et al. (1999). Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian–Russian border north of Nikel, northwest Russia. *Boreas*. No. 28. P. 146–166.
- Davydova N.N. (1985). Diatomovye vodorosli – indikatory prirodnykh uslovii vodoemov v golotsene (Diatoms as indicators of the environmental conditions of waterbodies in the Holocene). Leningrad: Nauka (Publ.). 244 p. (in Russ.).
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H. et al. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. 35. P. 425–443.  
<https://doi.org/10.1080/03009480600781883>
- Dreßler M., Schult M., Schubert M. et al. (2009). Basin elevation and salinity changes: Late Holocene development of two freshwater lakes at the Karelian White Sea coast, northwest Russia as reflected in their sediments. *Hydrobiologia*. 631. P. 247–266.  
<https://doi.org/10.1007/s10750-009-9814-9>
- Dzhinoridze R.N., Kirienko E.A., Kalugina L.V. et al. (1979). Stratigraphy of the Upper Quaternary deposits of the northern part of the White Sea. *Pozdnechetvertichnaya istoriya i sedimentogenez okrainnykh i vnutrennikh morei*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 34–39. (in Russ.).
- Elshin Ju.A., Kuprijanov V.V. (Eds.). (1970). *Resursy po-verkhnostnykh vod SSSR. Tom 1. Kol'skii poluostrov* (Resources of the surface waters of the USSR. Vol. 1. Kola Peninsula). Leningrad: Gidrometizdat (Publ.). 316 p. (in Russ.).
- Engels S., Lane Ch.S., Haliuc A. et al. (2022). Synchronous vegetation response to the last glacial-interglacial transition in northwest Europe. *Communications Earth & Environment*. Vol. 3:130  
<https://doi.org/10.1038/s43247-022-00457-y>
- Gehrels W.R. (2013). Microfossil-based reconstructions of Holocene relative sea-level change. S.A. Elias, C.J. Mock (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science, second ed.* Amsterdam: Elsevier. P. 419–428.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00137-0>
- Grichuk V.P. (1940). Method of treatment of the sediments poor in organic remains for the pollen analysis. *Probl. Fiz. Geogr.* No. 8. P. 53–58. (in Russ.).
- Grimm E. (2004). *TGView Version 2.0.2*. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Horton B.P., Sawai Yu. (2010). Diatoms as indicators of former sea levels, earthquakes, tsunamis, and hurri-

- canes. *The diatoms. Applications for the environmental and earth sciences*. Cambridge: Cambridge University Press. P. 357–372.  
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511763175>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S. et al. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. 45. P. 1–45.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Il'yash L.V., Zhitina L.S., Fedorov V.D. (2003). Fitoplankton Belogo morya (Phytoplankton of the White Sea). Moscow: Yanus-K (Publ.). 168 p. (in Russ.).
- Juggins S. (2007). C2 Version 1.7 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle upon Tyne: Newcastle University. 73 p.
- Kalugina L.V., Rybalko A.E., Spiridonova E.A. et al. (1979). Palynological study of the bottom sediments of the northern part of the White Sea as a basis of their stratigraphic division. *Vestn. LGU. Ser. Geologiya, Geografiya*. No. 2 (12). P. 63–71. (in Russ.).
- Kolka V.V., Korsakova O.P. (2017). Position of the White Sea shoreline and neotectonic movements in north-east of Fennoscandia in the Late Glacial and Holocene. *Sistema Belogo morya. T. IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 214–241. (in Russ.).
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Møller J.J. et al. (2013). The Late Weichselian and Holocene relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba settlement, southern coast of Kola Peninsula. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. No. 1. P. 73–88. (in Russ.).
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and late postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (Northern Karelia). *Stratigr. Geol. Correl.* No. 24 (3). P. 294–312.  
<https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023). European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam-Oxford-Cambridge: Elsevier. P. 305–310.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/1. Bacillariophyceae. 1 Teil: Naviculaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/2. Bacillariophyceae. 1 Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 596 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/3. Bacillariophyceae. 3 Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 576 p.
- Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Gervais B.R. et al. (2004). Holocene vegetation history and climate change on the northern Kola Peninsula, Russia: a case study from a small tundra lake. *Quat. Int.* Vol. 122. P. 57–68.
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (the White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* Vol. 644–645. P. 79–95.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Subetto D.A. et al. (2022). Chrono- and lithostratigraphy of lake sediments of Anzer Island (Solovetsky Islands) in the context of the post-glacial history of the White Sea. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Vol. 86. No. 6. P. 70–88. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060085>
- Lavrova M.A. (1960). Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova (Quaternary geology of the Kola Peninsula). Moscow–Leningrad: AN SSSR (Publ.). 234 p. (in Russ.).
- Lavrova M.A. (1968). Late and postglacial history of the White Sea. *Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Zapadnoi Sibiri*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 140–163. (in Russ.).
- Legkova V.G., Semenova L.R., Zatul'skaja T.Ju. et al. (2003). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. Q-(35)–37 (Kirovsk) (State geological map of the Russian Federation, scale 1:1000 000. Map of Quaternary formations). Saint-Petersburg: MAGE, VSEGEI (Publ.). (in Russ.).
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. (2021). Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra. *Boreas*. Vol. 50. P. 76–100.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12465>
- Logvinenko N.V. (1974). Petrografiya osadochnykh porod (s osnovami metodiki issledovaniya) (Petrography of sedimentary rocks (with the basics of the research methodology)). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). 400 p. (in Russ.).
- Ludikova A.V., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D. (2022). On the marine limit on the Kandalaksha Coast, the White Sea: new data from Lake Kanozero, a huge isolation basin in the middle course of the River Umba. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1473–1475.  
<https://doi.org/10.31951/2658–3518–2022–A–4–1473>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Kuznetsov D.D. et al. (2023). From a large basin to a small lake: siliceous microfossils stratigraphy of the isolation basins on Big Solovetskiy Island (the White Sea, NW Russia) and its implication for paleoreconstructions. *Quat. Int.* Vol. 644–645. P. 61–78.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.07.007>
- Neveskiy E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977). Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (The White Sea. Sedimentogenesis and the history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 241 p. (in Russ.).
- Pavlova E.Ju., Dorozhkina M.V., Devjatova E.I. (2011). Environment and climate of the Verhneponojkaja Depression (Kola Peninsula) in the Late Pleistocene–Holocene (according to palynological analysis of the bot-

- tom sediments of Lake Churozero). *Kvartir vo vsem ego mnogoobrazii. Fundamental'nye problemy, itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy. Mat-ly VII Vseros. sovesh. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Vol. 2. Apatity; Sankt-Peterburg. P. 128–131. (in Russ.).*
- Polyakova Ye.I., Novichkova Ye.A. (2018). Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography. *Sedimentation processes in the White Sea. The White Sea environment. Part II. Springer Nature Switzerland AG. P. 67–104.*
- Proshkina-Lavrenko A.I. (1949). Diatomovyi analiz. Opre-delitel' iskopaemykh i sovremennykh diatomovykh vodoroslei (Diatom analysis. Identification book of fossil and recent diatoms). Vol. 2. Leningrad: Gosgeolizdat (Publ.). 444 p. (in Russ.).
- Proshkina-Lavrenko A.I. (1950). Diatomovyi analiz. Opre-delitel' iskopaemykh i sovremennykh diatomovykh vodoroslei (Diatom analysis. Identification book of fossil and recent diatoms). Vol. 3. Leningrad: Gosgeolizdat (Publ.). 633 p. (in Russ.).
- Romanenko F.A., Shilova O.S. (2012). The postglacial uplift of the Karelian Coast of the White Sea according to radiocarbon and diatom analyses of lacustrine-boggy deposits of Kindo Peninsula. *Dokl. Earth Sci. Vol. 442(2). P. 242–246.*  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12020079>
- Sapelko T. (2017). Northern Scandinavia: paleogeography of the Kola Peninsula. *Human colonization of the Arctic: the interaction between early migration and the paleoenvironment. Elsevier. P. 23–33.*
- Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V. et al. (2022). Late Glacial – Holocene history of the Lake Kanozero in the southern Kola peninsula, northwestern Russia. *Geomorfologia. Vol. 53. No. 3. P. 29–38. (in Russ.).*  
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030154>
- Semyonova L.R., Rybalko A.E. (2012). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000. Geologicheskaya karta chetvertichnykh obrazovaniy. Q-(35), 36 (Apatity) (State geological map of the Russian Federation on a scale 1:1000000. Geological map of Quaternary formations). Saint-Petersburg: MAGE, VSEGEI (Publ.). (in Russ.).
- Shennan I., Long A.J., Horton B.P. (Eds.). (2015). Handbook of Sea-Level Research. John Wiley & Sons, Ltd.  
<https://doi.org/10.1002/9781118452547>
- Shilova O.S., Leontiev P.A., Vakhrameeva E.A. et al. (2020). From the lagoon to the meromictic lake: a case study of lake-bottom sediments of Lake Kislo-Sladkoe (the Karelian Coast of White Sea, Russia). *Limnology and Freshwater Biology. No. 4. P. 490–491.*  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-490>
- Smol J.P. (1985). The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia. No. 123. P. 199–208.*  
<https://doi.org/10.1007/BF00034378>
- Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L. et al. (2000). Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe-3. *Boreas. Vol. 29. P. 261–271.*
- Stabell B. (1985). The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the sea. *Boreas. Vol. 14. P. 273–286.*
- Strelnikova N.I. (Ed.). (2006). Diatomovye vodorosli Rossii i sopredelnykh stran: iskopaemye i sovremennyye (Diatoms of Russia and neighboring countries: fossil and recent). Vol. II (4). St. Petersburg: SPbGU (Publ.). 180 p. (in Russ.).
- Stroeven A.P., Høttestrand C., Kleman J. et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev. Vol. 147. P. 91–121.*  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Subetto D.A., Shevchenko V.P., Ludikova A.V. et al. (2012). Chronology of isolation of the Solovetskii Archipelago lakes and current rates of lake sedimentation. *Dokl. Earth Sci. Vol. 446 (1). P. 1042–1048.*  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12090140>
- Tolstobrova A.N., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S. (2022). The Late-glacial – Holocene stratigraphy of bottom sediments from small isolated lakes in the Barents Sea coast (Kola region). *Vestnik of Geosciences. No. 6 (330). P. 26–37. (in Russ.).*  
<https://doi.org/10.19110/geov.2022.6.3>
- Vaasma T. (2008). Grain-size analysis of lacustrine sediments: a comparison of pre-treatment methods. *Estonian Journal of Ecology. No. 57 (4). P. 231–243.*  
<https://doi.org/10.3176/eco.2008.4.01>
- Vashkov A.A., Nosova O.Ju. (2022). A new correlation scheme for the edge formations of the last ice sheet in the Kola region. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNC RAN. P. 20–26. (in Russ.).*  
<https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.004>
- Vos P.C., de Wolf H. (1988). Methodological aspects of paleo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw. 67. P. 31–40.*
- Weckström K., Juggins S. (2005). Coastal diatom-environment relationships from the Gulf of Finland, Baltic Sea. *J. Phycol. Vol. 42. Iss. 1. P. 21–35.*  
<https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2006.00166.x>
- Yevzerov V.Ya. (2015). The structure and formation of the outer strip one of the marginal belts of the Late Valdaian ice sheet in the Kola region. *Vestn. Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya. No. 4. P. 5–12. (in Russ.).*
- Yevzerov V.Ya., Korsakova O.P., Kolka V.V. (2007). History of development of marine basins in the White Sea depression during the last 130 thousand years (state of the art and research perspectives). *Bull. Comm. Quat. Stud. No. 67. P. 54–65. (in Russ.).*
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. (2000). Belts of marginal glacial formations of the Kola region. *Geomorfologiya. No. 1. P. 61–73. (in Russ.).*

# ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ КАНОЗЕРА (ЮЗ ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА): НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДЕГЛЯЦИАЦИИ РЕГИОНА И ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МОРЯ<sup>1</sup>

А. В. Лудикова<sup>а, #</sup>, Т. В. Сапелко<sup>а</sup>, Д. Д. Кузнецов<sup>а</sup>, К. А. Шихирин<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт озераедения РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>б</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>#</sup>E-mail: ellerbeckia@yandex.ru

Комплексное исследование нижней части толщи донных отложений Канозера (юго-западная часть Кольского п-ова, 53 м над у. м.) выявило свидетельства проникновения соленых вод в его бассейн на ранней стадии его эволюции. По результатам диатомового анализа реконструированы условия крупного солоноватоводного водоема. Литологический состав донных отложений и крайне низкое содержание органического вещества свидетельствуют об обстановках большого низкопродуктивного бассейна. По данным спорово-пыльцевого анализа этот этап охватывает период похолодания среднего дриаса и начало аллереда. На данном этапе в основном преобладала перигляциальная растительность, типичная для холодного и сухого климата. Переход к пресноводным условиям, о котором свидетельствуют изменения состава диатомовых комплексов, произошел в аллереде. Помимо незначительного уменьшения содержания песчаной фракции, в составе донных отложений никаких изменений отмечено не было, что свидетельствует об отсутствии заметных изменений в обстановках осадконакопления в ходе изоляции. С конца аллереда и в течение всего позднего дриаса озеро Канозеро оставалось крупным низкопродуктивным пресноводным бассейном. Наши результаты свидетельствуют о том, что котловина Канозера была свободна от ледникового льда уже в среднем дриасе, когда здесь происходило субаквальное осадконакопление. Это предполагает, что дегляциация района исследования произошла раньше, чем считалось прежде. Полученные данные также указывают на более раннее установление солоноватоводных условий в беломорской котловине. Тогда как предыдущие исследования не выявили свидетельств морской трансгрессии на отметках >41 м над у. м., наши результаты показывают, что верхняя морская граница в районе исследования превышает 53 м над у. м.

**Ключевые слова:** изоляционные бассейны, донные отложения, диатомовые водоросли, пыльца, Белое море, изменения уровня моря, позднеледниковье

<sup>1</sup> Ссылка для цитирования: Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Шихирин К.А. (2023). Осадочная летопись ранней стадии развития Канозера (ЮЗ часть Кольского полуострова): новые данные для реконструкций дегляциации региона и изменений уровня моря // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 90–104. (на англ. яз.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040059>; <https://elibrary.ru/GMLYYX>

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.435.38; 551.3.051; 551.4.07

ИЗМЕНЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ  
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ  
(ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ ПРОЛИВА ГОРЛО, ОЗЕРО СРЕДНЯЯ ТРЕТЬ)<sup>#</sup>

© 2023 г. Т. Ю. Репкина<sup>1,\*</sup>, Ю. А. Кублицкий<sup>2,\*\*</sup>, П. А. Леонтьев<sup>2,\*\*\*</sup>, А. Л. Гуринов<sup>1,3,\*\*\*\*</sup>,  
Е. А. Вахрамеева<sup>4,\*\*\*\*\*</sup>, Г. Н. Лосюк<sup>4,\*\*\*\*\*</sup>, О. С. Шилова<sup>5,\*\*\*\*\*</sup>, Н. Н. Луговой<sup>1,5,\*\*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>НИУ ВШЭ, Факультет географии и геоинформационных технологий, Москва, Россия

<sup>4</sup>Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаврова УрО РАН,  
Архангельск, Россия

<sup>5</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

\*E-mail: t-repkina@yandex.ru

\*\*E-mail: uriy\_87@mail.ru

\*\*\*E-mail: barograph@yandex.ru

\*\*\*\*E-mail: gurinov.artem@gmail.com

\*\*\*\*\*E-mail: vakhr-elena@yandex.ru

\*\*\*\*\*E-mail: glosyuk@yandex.ru

\*\*\*\*\*E-mail: o.olyunina@mail.ru

\*\*\*\*\*E-mail: lugovoy-n@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 10.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

На восточном побережье пролива Горло впервые реконструированы основные черты изменения относительного уровня моря для интервала времени ~12.1–9.1 тыс. кал. л. н. Для этого в котловине озера Средняя Треть (66.014009° с.ш., 41.086294° в.д.; урез — 7.3 м над у. м., порог стока 6.2 м над у. м.) проведены палеолимнологические, георадиолокационные и геоморфологические исследования, а также съемка окрестностей озера беспилотным летательным аппаратом. Донные отложения озера изучены в четырех скважинах, скоррелированных между собой по результатам интерпретации георадиолокационных данных. Выполнены литологическое описание кернов скважин, гранулометрический и диатомовый анализы, радиоуглеродное датирование (АМС), определены валовое содержание органического вещества и соотношение  $C_{org}/N_{org}$ . По данным полевых наблюдений и дешифрирования космических снимков в окрестностях оз. Средняя Треть и нижнем течении р. Ручьи выделены абразионно-эрозионные береговые линии на высотах 4–5 и 12–15 м. В результате были уточнены положение относительного уровня моря во время позднеледниковой и ранних этапов голоценовой трансгрессии, а также их хронология. Позднеледниковая трансгрессия завершилась ранее ~12.1 тыс. кал. л. н., а ее максимальный уровень был, вероятно, не выше 15 м над у. м. После раннеголоценовой регрессии относительный уровень моря приблизился к современному ~9.5 тыс. кал. л. н., а в максимум трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) достигал ~5 м над у. м. Береговая линия моря находилась вблизи котловины озера, однако морские воды в нее не проникали. В приморской части котловины накапливались пески, вынесенные ветром с берега моря. По данным диатомового анализа котловину озера постепенно заполняли пресные воды.

**Ключевые слова:** относительный уровень моря, позднеледниковая трансгрессия, палеолимнологические исследования, георадиолокация, гранулометрический анализ, содержание органического вещества,  $C_{org}/N_{org}$ , хронология, Зимний берег Белого моря

**DOI:** 10.31857/S2949178923040084, **EDN:** HMZBFW

ВВЕДЕНИЕ

Пролив Горло — ключевой район для понимания динамики уровня Белого моря в позднелед-

никовье и голоцене. Во время последнего оледенения пролив был перекрыт краем ледникового щита, отделившим Белое море от Баренцева, а в ходе дегляциации вновь заполнен морскими водами

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др. (2023). Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье — раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 105–130. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>; <https://elibrary.ru/HMZBFW>

(Лаврова, 1960; Ekman, Ijij, 1995; Евзеров и др., 2007; Соболев, 2008; Lunkka et al., 2012; Huges et al., 2015; Рыбалко и др., 2017 и др.). Механизм восстановления циркуляции через пролив (пассивное затопление, протаивание или катастрофический прорыв “ледяной плотины”) остается одним из наиболее дискуссионных вопросов палеогеографии региона, а время события оценивается интервалом от ~13.5 (Корсакова, 2022) до ~11 тыс. кал. л. н. (Demidov et al., 2006).

На протяжении последующей истории Белого моря узкий пролив контролировал поступление баренцевоморских вод во внутреннюю часть бассейна (Невесский и др., 1977; Полякова и др., 2014; Новичкова и др., 2017; Agafonova et al., 2020). На динамику относительного уровня моря (ОУМ) на берегах и в котловине пролива влияли факторы, типичные для окраин ледниковых щитов — слабое послеледниковое поднятие и трансгрессивно-регрессивные колебания уровня (Baranskaya et al., 2018). Тренды изменения ОУМ таких районов чаще всего включают два “пика”, связанных с позднеледниковой и ранне-среднеголоценовой (Тапес) трансгрессиями (Корсакова и др., 2016; Rosentau et al., 2021; Creel et al., 2022). В условиях медленных колебаний ОУМ древние береговые линии — комплексы береговых форм и отложений, образовавшихся при определенном положении моря относительно суши, могли быть изменены в дальнейшем экстремальными штормами и нагонами (Каплин, Селиванов, 1999).

На восточном берегу пролива Горло данные для реконструкции динамики ОУМ до недавнего времени были ограничены результатами измерений высоты береговых линий (Ramsay, 1898; Победоносцев, Розанов, 1971), геолого-съёмочных работ (Зоренко и др., 1993) и единичными радиоуглеродными датами (Соболев, 2008). На дне пролива геолого-геофизическими и биостратиграфическими методами были выделены основные этапы накопления осадков (Невесский и др., 1971; Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Астафьев и др., 2012; Рыбалко и др., 2017).

В последние годы по результатам комплексного изучения и датирования древних береговых линий определены основные черты хода ОУМ восточного берега пролива за последние ~9.5 тыс. кал. л. н. (Репкина и др., 2019; Шилова и др., 2019). Однако ранние этапы развития пролива не охарактеризованы датами, а положение “верхней морской границы” обеих трансгрессий нуждается в уточнении.

Динамика ОУМ с высоким разрешением может быть восстановлена при изучении изолированных водоемов (Donner et al., 1977; Колька и др., 2005; Субетто, 2009). При этом наряду с “традиционными” индикаторами изменения условий осадконакопления — литологией донных отложе-

ний и составом диатомовых ассоциаций, могут быть использованы геохимические критерии, в том числе, соотношение  $C_{орг}/N_{орг}$ . Этот индикатор показывает изменение содержания в донных отложениях органического вещества (ОВ) водного (автохтонного) и терригенного (аллохтонного) происхождения (Хатчинсон, 1986; Meyers, 1994). Водные организмы (планктон) обычно имеют соотношения C/N от 4 до 10, а сосудистые наземные растения — более 20 (Meyers, 1994). В ряде работ соотношение  $C_{орг}/N_{орг}$  рассматривается как косвенный индикатор накопления осадков в морских или наземных водоемах (Meyers, 1994; Lamb et al., 2006; Khan et al., 2015; Kublitskiy et al., 2023; Repkina et al., 2023 и др.). Для Белого моря определены значения C/N в современных донных отложениях, формирующихся в разных условиях (Беляев, 2015; Леин, Лисицын, 2017; Немировская, Будько, 2023 и др.), что расширяет возможность использовать этот критерий для палеореконокструкций. Это особенно актуально при интерпретации условий накопления бедных микрофоссилиями или “немых” алевроитов и глин, залегающих в проливе Горло и на его восточном берегу между ледниковыми и типично морскими голоценовыми отложениями (Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020).

В отличие от скалистых берегов Кольского полуострова, где основным фактором перемещения береговой линии было изменение ОУМ (Корсакова, 2022), восточные берега пролива Горло отступали в ходе трансгрессий не только из-за повышения ОУМ, но и под действием абразии (Невесский и др., 1977). При этом с береговых уступов, сложенных ледниковыми, водно-ледниковыми и морскими отложениями (Larsen et al., 2006; Астафьев и др., 2012; Зарецкая, 2022), на пляжи поступало значительное количество песка, а сильные ветры поперечных к берегу направлений (Гидрометеорология..., 1991) способствовали активности прибрежных эоловых процессов (Репкина и др., 2022). В условиях достаточных запасов песка ветропесчаные потоки<sup>1</sup> формируют в тыловой части пляжей “первичные прибрежные дюны” — закустовые бугры (или эоловые подушки) и авандюны (Выхованец, 2003; Бадюкова, Соловьева, 2005 и др.), а на береговых уступах так называемые “cliff-top dunes” (Bird, 2008). При значительных скоростях ветра часть песка может быть вынесена за пределы береговой зоны. Поэтому содержание эолового песка в осадках прибрежных водоемов

<sup>1</sup> Ветропесчаный поток — приземный слой воздушного потока, который переносит твердые минеральные частицы диаметром от 0.05 до 2 мм путем сальтации, качения или во взвешенном состоянии. Движение мелкозернистого сухого песка начинается при скоростях ветра 4–5 м/с, а крупнозернистого — 10–11 м/с (Выхованец, 2003; Сафьянов, 1996 и др.).

может рассматриваться как косвенный индикатор перемещения береговой линии и изменения ОУМ (Выхованец, 2003 и др.).

Цель исследования — реконструкция изменения относительного уровня моря на восточном побережье пролива Горло (Зимний берег) в позднеледниковые — начале голоцена.

Объекты исследования — рельеф и донные отложения котловины оз. Средняя Треть, а также древние береговые линии в окрестностях котловины.

### РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Средняя Треть (66.014009° с.ш., 41.086294° в.д.; урез — 7.3 м над у. м.) расположено на восточном берегу пролива Горло Белого моря, между м. Инцы и устьем р. Ручьи (рис. 1). Рельеф и отложения района созданы ледниковыми, прибрежно-морскими, устьевыми, криогенными и прибрежными эоловыми процессами (Астафьев и др., 2012).

На побережье господствует ледниковый рельеф, сформировавшийся во время невиской (Ekman, Ijijin, 1995, Евзеров, Николаева, 2000; Demidov et al., 2006, Астафьев и др., 2012; Astakhov et al., 2016) или лужской (Соболев, 2008; Korsakova, Vashkov, Nosova, 2022a,b) стадий деградации последнего оледенения. На правобережье р. Ручьи развиты холмисто-грядовые (50–120 м над у. м.), а на ее левом берегу — холмисто-западинные и полого-грядовые равнины (до 35 м над у. м.). На заболоченных участках распространены формы криогенного рельефа — полигональные торфяники и бугры пучения, в настоящее время деградирующие (Романенко и др., 2017).

Со стороны моря, на глубинах до 20 м, берег окаймляют полого-грядовые абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы, сформировавшиеся на ледниковом субстрате в ходе поздне- и послеледниковых колебаний ОУМ (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991; Астафьев и др., 2012). Моренные гряды, сглаженные абразией, прослеживаются на дне по рисунку изобат (рис. 1, (б)). Отчетливый абразионный уступ отделяет террасу от более глубоких участков дна пролива (10 на рис. 1, (б)); его подножие маркирует наиболее низкое положение ОУМ во время регрессии раннего голоцена (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991).

Отложения позднеледниковой трансгрессии — серые и коричнево-серые слоистые глины или алевроиты с постоянной примесью песка и гравия, вскрыты на подводной террасе между моренными грядами (скв. 3–3 и 12–81 на рис. 1, (б)) (Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008). По данным геологической съемки отложения трансгрессии на современной суше распространены до 20 м над у. м. (Астафьев и др., 2012).

В районе исследования к ним были отнесены серо-серые песчанистые алевроиты и глины, выполняющие понижения в кровле морены. Береговые линии трансгрессии уверенно выделяются в устье р. Ручьи на высотах до ~12.5 м, в единичных случаях — до ~15 м над у. м., а в районе м. Инцы не очевидны (Репкина и др., 2019).

Признаки максимального повышения ОУМ в голоцене — слоистые прибрежно-морские пески, слагающие береговые валы и косы открытого побережья, выявлены методами геоморфологического и георадиолокационного профилирования на высотах до 5–7 м над у. м. (Репкина и др., 2019; Репкина и др., 2022). В то же время результаты диатомового анализа показали, что морские голоценовые отложения не распространялись выше 4 м над у. м. (Шилова и др., 2019). Таким образом, высота верхней границы обеих трансгрессий оставалась неопределенной.

На современных берегах пролива Горло уровень моря изменяется, в основном, в результате приливов и нагонов, а в устьях рек — также ритмов речного стока. В районе исследования средняя величина прилива составляет 0.9–1.6 м (График..., 2023). В штормовые нагоны уровень моря повышается на ~1 м (Кондрин и др., 2018), а в половодье в устьях рек — на 1–2 м. Суммарная амплитуда колебаний уровня может достигать ~4 м. На приустьевом участке р. Ручьи приливы наблюдаются на расстоянии ~12 км от устья. Из-за небольшой (до 300 м) ширины реки берега эстуария моделируют приливные течения и колебания уровня, а роль волновых процессов не значительна.

На морском берегу, благодаря устойчивым и сильным<sup>2</sup> ветрам, летом — СВ, С и СЗ, а осенью и зимой — ЮЗ–Ю направлений (роза-диаграмма на рис. 1) высота волн достигает 2–3 м (Архипкин и др., 2015). В условиях высокой волновой нагрузки преобладают абразионно-оползневые и абразионные берега. За последние 150 лет они отступали со скоростью до 2.4 м/год (Lugovoy, Repkina, 2019), а в среднем-позднем голоцене — около 1.8 м/год (Невесский и др., 1977). Из-за большого объема песка, поступающего с береговых уступов, у абразионных берегов формируются аномально широкие пляжи (до 30 м) и приливные осушки (до 200 м). Регулярные и сильные ветры поперечных к берегу направлений выносят песок из береговой зоны на 1–2 км вглубь побережья (Репкина и др., 2022).

Озеро Средняя Треть — удобный объект для уточнения дискуссионных вопросов динамики ОУМ на восточном берегу пролива Горло в прошлом. Котловина озера отделена от современного берега моря останцами моренных холмов (10–25 м

<sup>2</sup> Доля ветров скоростью более 5 м/с — 56%, более 10 м/с — 14%, а более 15–20 м/с в год (Атлас..., 2023).



над у. м.; ширина ~0.2 км) и связана ложбинами с эстуарием р. Ручьи. Одна из ложбин освоена ручьем, исток которого является порогом стока озера (~6.2. м над у. м.). Судя по высоте порога стока, можно предположить, что во время позднеледниковой и голоценовой трансгрессий озеро сообщалось с эстуарием р. Ручьи. При этом штормы не могли существенно влиять на рельеф и донные отложения удаленного от моря залива. В то же время, изменение содержания песка в донных отложениях озера может быть дополнительным косвенным критерием приближения или удаления его котловины от моря в ходе размыва берега и колебаний ОУМ.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучены рельеф и донные отложения котловины оз. Средняя Треть, а в нижнем течении р. Ручьи — геоморфологические признаки положения ОУМ. Полевые данные были получены летом 2016 и 2019 г. (геолого-геоморфологические наблюдения, съемка БПЛА и DGPS) и весной 2020 г. (георадиолокационное профилирование, бурение донных отложений озера).

*Планово-высотные характеристики* рельефа котловины получены по данным съемки беспилотным летательным аппаратом (БПЛА), георадиолокационного профилирования котловины озера и цифровой модели рельефа (ЦМР) FABDEM (2023) с разрешением 30 м. Аэрофотосъемка выполнена на двух ключевых участках (18 на рис. 1). Один из них охватывает современную береговую зону и моренную гряды, отделяющую котловину от моря, второй — ЮВ берег озера и “истоки” ложбин, связывавших котловину озера с эстуарием р. Ручьи. Съемка выполнена с помощью квадрокоптера DJI Phantom 4 Pro v2.0 (фотокамера разрешением 20 Мп) с высоты 100 м, перекрытие между смежными снимками составляло не менее 70% от их площади. Обработка снимков и построение цифровой модели местности (ЦММ) проведены в ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей ЦММ на этапе ее построения введены координаты специальных маркеров, полученные с помощью DGPS PrinCe i50 (комплект база и ровер) с плановой и высотной точностью 3 и 5 мм соответственно. Плановое смещение и искажение высот ЦММ не превышают первых де-

положение береговой линии во время трансгрессий (*а* — позднеледниковой, *б* — голоценовой) (по Астафьев и др., 2012; Репкина и др., 2019 с изменениями). *Элементы морфолитодинамики современной береговой зоны* (по Lugovoy, Repkina, 2019; Репкина и др., 2022); *генетические типы берегов*: 12 — абразионно-оползневые и абразионные, в том числе выработанные в голоценовых морских террасах, 13 — аккумулятивные; 14 — направления вдольбереговых потоков наносов; 15 — преобладающие направления ветропесчаных потоков; 16 — направления течений в устьевой области р. Ручьи. *Фактический материал*: 17 — линии георадиолокационных профилей (белая цифра — номер профиля); 18 — участки съемки БПЛА; *положение разрезов и скважин*: 19 — данная работа, 20 — по (Оборин и др., 1991; Соболев, 2008; Астафьев и др., 2012); 21 — по (Шилова и др., 2019). Положение участка детальных исследований показано черным контуром. *Прочие обозначения*: 22 — изобаты (м); 23 — высота днищ каналов стока (м над у. м.); 24 — урезы озер (м над у. м.); 25 — геоморфологические границы. *Географическая основа*: (а) — (White Sea ..., 2022), (б) — (Яндекс-Карты, 2023); (в) — ЦММ (над у. м. в Балтийской системе нормальных высот), составленная по данным ЦМР FABDEM (2022), съемок с БПЛА и георадиолокационного профилирования котловины озера; подложка — мозаика топографической карты и спутникового снимка World Imagery (Esri). *Роза-диаграмма* — среднегодовая повторяемость скорости ветра на ГМС “Сосновец”, в том числе — 5–15 м/с (желтый контур) и ≥16 м/с (красный контур); внешний контур розы-диаграммы соответствует повторяемости 24%, цена деления — 6% (Атлас..., 2023).

**Fig. 1.** Map of research area on the eastern coast of the Gorlo Strait, the Winter coast of the White Sea (*а*) and locations of investigated sites (*б*, *в*).

*Legend: Landscapes* (according to Nevessky et al., 1977; Astafiev et al., 2012; Repkina et al., 2022): 1 — hummocky moraine plains, 2 — erosional and erosional-depositional marine terraces at depths down to ~20 m; 3 — marine and alluvial terraces (up to ~7 m a.s.l.), 4 — gently sloping and gently hilly moraine plains overlain by sediments of Late Glacial transgression (~5–15 m a.s.l.), 5 — coastal dunes (up to 16 m a.s.l.). *Landforms*: 6 — moraine ridges (*а* — on the land, *б* — on the seabed) (according to Nevessky et al., 1977; Oborin et al., 1991; Astafiev et al., 2012), 7 — hills and ridges of ablative moraine, 8 — meltwater channels; *erosional coastlines*: 9 — of transgressions (*а* — Late Glacial, *б* — Holocene), 10 — of early Holocene regression (according to Nevessky et al., 1977; Oborin et al., 1991); 11 — the estimated position of the coastline during transgressions (*а* — Late Glacial, *б* — Holocene) (according to Astafiev et al., 2012; Repkina et al., 2019 with changes). *Elements of morpholithodynamics of the modern coastal zone* (according to Lugovoy, Repkina, 2019; Repkina et al., 2022): *genetic types of coasts*: 12 — coasts shaped by coastal erosion and landslide, including those developed in Holocene marine terraces, 13 — depositional; 14 — directions of long-shore sediment flows; 15 — prevailing directions of wind-sand flows; 16 — the direction of flows in the area of the Ruch'i River Estuary. *Factual material*: 17 — ground penetrating radar (GPR) profiles (white number — profile number); 18 — unmanned aerial vehicle (UAV) survey areas; *location of sections and cores*: 19 — this study, 20 — (Oborin et al., 1991; Sobolev, 2008; Astafiev et al., 2012); 21 — (Shilova et al., 2019). The position of the detailed study area is shown by a black outline. *Other designations*: 22 — isobaths (m); 23 — the altitude of the bottom of the meltwater channels (m a.s.l.); 24 — lake's water level (m a.s.l.); 25 — geomorphological boundaries. *Background*: (а) — (White Sea..., 2022), (б) — (Yandex.Maps, 2023); (в) — DEM (m a.s.l. in the Baltic System of Normal Heights), compiled from FABDEM data (2022), UAV surveys, and GPR profiles data for the lake bottom; background — mosaic of topographic map and World Imagery satellite image (ESRI). *Rose diagram* — average annual frequency of wind speed at hydrometeorological station “Sosnowiec”, including — 5–15 m/s (yellow area) and ≥16 m/s (red area); the outer contour of the rose-diagram corresponds to a repeatability of 24%, the division value is 6% (after to Atlas..., 2023).

циметров, а разрешение варьирует в пределах 1–5 см/пкс. Сравнение построенных ЦММ с ЦМР FABDEM (2023) показало, что последнюю можно использовать для характеристики топографии поверхности за пределами участков собственных съемок. Данные о глубинах озера получены с помощью георадиолокационного профилирования. В результате с помощью ПО QGIS 3.30.1 составлена ЦММ с разрешением 30 м, объединившая данные о поле высот/глубин в котловине озера и в современной береговой зоне (рис. 1, (в)).

*Геоморфологические исследования* включали дешифрирование космических снимков Landsat ETM+ и GeoEye с пространственным разрешением выше 2 м (сервисы Яндекс-Карты и Google Earth), собственных ЦММ (рис. 1), а за их пределами – ЦМР FABDEM (2023) и топографических карт. Для заверки дешифрирования использованы результаты георадиолокационного профилирования и архивные материалы авторов.

*Георадиолокационная съемка* на акватории озера проводилась в зимний период по льду при помощи георадара Zond-12e и антенн с частотой 300 МГц (накопление: 8–16) по сети профилей (рис. 1). Обработка радарограмм проведена в ПО Prism 2.5 и RadExplorer 1.42. В ходе обработки применялись алгоритмы амплитудной коррекции, фиксации времени первого вступления, редакция трасс и полосовая фильтрация, ввод данных о превышениях по профилю. Интерпретация георадиолокационных данных проводилась на основе анализа волновой картины согласно стандартной методике (Старовойтов, 2008) с учетом априорной информации: глубин озер (измеренных ручным лотом), данных бурения, а также визуальных наблюдений мощности льда и снежного покрова. По результатам обработки и интерпретации первичных радарограмм были созданы глубинно-скоростные модели, в которых учитывается диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) для различных сред. Значения скорости распространения волн вычислены экспериментальным образом (по годографам отраженных волн) и/или получены из литературных источников.

*Бурение донных отложений оз. Средняя Треть* выполнено со льда с помощью русского торфяного бура (диаметр 5 см, длина керна 1 м) в 4 точках, увязанных между собой георадиолокационными профилями (ST1–ST4 на рис. 1). Скважина ST2 была пробурена в центре котловины (глубина воды 180 см), скважины ST1 (глубина воды 143 см) и ST3 (глубина воды 152 см) – на ее бортах, а скважина ST4 (глубина воды 130 см) – на мелководном участке дна котловины. Бурение сопровождалось описанием литологии отложений по методике (Субетто, 2009) и отбором кернов на аналитические исследования и датирование.

Для нижних горизонтов отложений из скважин ST2, ST3 и ST4, где были выявлены признаки резких изменений условий накопления осадков, выполнены аналитические исследования. Проведен гранулометрический анализ, определено валовое содержание органического вещества (ОВ) и массовая доля общего ( $C_{\text{общ}}$ ) и органического ( $C_{\text{орг}}$ ) углерода, а также общего ( $N_{\text{общ}}$ ) и органического ( $N_{\text{орг}}$ ) азота. Для отложений из скважин ST2 и ST3 выполнены также радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ.

*Радиоуглеродное датирование* 4 образцов проведено в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” ИГ РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка новых и ранее опубликованных (Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020) дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 (Stuiver, Reimer, 1993). Калибровка “континентальных” дат, а также дат, полученных по образцам из торфа, накопившегося в условиях, переходных от морских к пресноводным, проведена по калибровочной кривой IntCal20, а из горизонтов, накопившихся в морских условиях – по калибровочной кривой MARINE20 (Reimer et al., 2020).

Гранулометрический анализ, а также определение валового содержания ОВ и массовой доли общего и органического углерода и азота проведены в Федеральном исследовательском центре комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН. Керны из скважин ST2 и ST3 разобраны с шагом 2 см, а из скважины ST4 – 5 см. Гранулометрический анализ и определение валового содержания ОВ были выполнены для 50 образцов из скважины ST2, 36 образцов из скважины ST3 и 4 образцов из скважины ST4. Массовая доля общего и органического углерода и азота определены для 13, 10 и 4 образцов из скважин ST2, ST3 и ST4 соответственно.

*Гранулометрический анализ* был проведен пипеточным методом по методике (МИ № 88-16365-010-2017). Расчет содержания фракций проведен на абсолютно сухую навеску образца по классификации Н.А. Качинского (Логвиненко, Сергеева, 1986). Относительная погрешность измерения для всех фракций составляет от 19 до 29%.

*Валовое содержание ОВ* определено путем оценки потерь при прокаливании (ППП) по методике (Heiri et al., 2001). Пробы были высушены при температуре  $105 \pm 2^\circ\text{C}$ . Прокалывание образцов происходило при температуре  $550 \pm 20^\circ\text{C}$  в течение 2 ч, до достижения образцом постоянной массы. Расчет PPP выполнен на абсолютно сухую навеску образца.

*Массовая доля  $C_{\text{общ}}$ ,  $C_{\text{орг}}$ ,  $N_{\text{общ}}$  и  $N_{\text{орг}}$*  определена с использованием анализатора элементного состава (однореакторный вариант, конфигураци-

онный набор CHN) EuroEA3000 (Eurovector, S.p.A., Италия), оснащенного персональным компьютером с программным обеспечением Calidus. Диапазон измерения массовой доли элемента составляет от 0.01 до 100%. Среднее квадратичное отклонение случайной составляющей погрешности измерений (массовая доля, %): С — 0.3, Н — 0.1, N — 0.1 (Гельман и др., 1987). Всего проанализировано 27 образцов. Отложения из скважины ST2 были разделены на 13 образцов, исходя из литологического состава и величины ППП, а для отложений из скважины ST3 анализировались только образцы из переходных горизонтов (10 образцов).

*Диатомовый анализ* выполнен в НИЛ геоэкологии Севера географического факультета МГУ. Керны из скважин ST2 (540–640 см) и ST3 (252–352 см) разобраны по 2 см, просмотрены 23 и 14 образцов соответственно. К настоящему времени получены предварительные результаты, включающие определение доминантных видов и экологической структуры диатомовых ассоциаций.

При *реконструкции изменения ОУМ* учитывались результаты изучения донных отложений оз. Средняя Треть и рельефа окрестностей котловины, а также наших предшествующих работ (Репкина и др., 2019; Шилова и др., 2019; Репкина и др., 2022). Положение (высота) относительно уровня моря датированных образцов отложений, накапливавшихся в разных обстановках, определено по аналогии с условиями на современных берегах. Для этого с помощью DGPS была определена средняя высота элементов рельефа, маркирующих положение береговой линии в малую и полную воду сизигии, а также при штормовых нагонах и в половодье. Результаты измерений соответствуют расчетным изменениям уровня (Кондрин и др., 2108; Предрасчет..., 2023) с точностью до ~10 см.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Рельеф района исследования и индикаторы положения ОУМ.* На открытом морском берегу вблизи оз. Средняя Треть и в эстуарии р. Ручьи выделены элементы рельефа, формирующиеся при современном уровне моря — приливная осушка ((–2)–(–1) м над у. м.), пляжи и марши ((–1)–1 м над у. м.), поймы и штормовые валы (до 2–2.5 м над у. м.).

В нижнем течении р. Ручьи выявлены также две более высоких поверхности с признаками переработки ледникового рельефа устьевыми процессами. Нижняя из них (4–5 м над у. м.) — плоская, иногда гривистая аллювиально-морская терраса. Она прослеживается вверх по течению реки на ~3 км выше современной границы приливных колебаний, а в устье реки сменяется абразионно-аккумулятивной береговой линией на высотах 5–

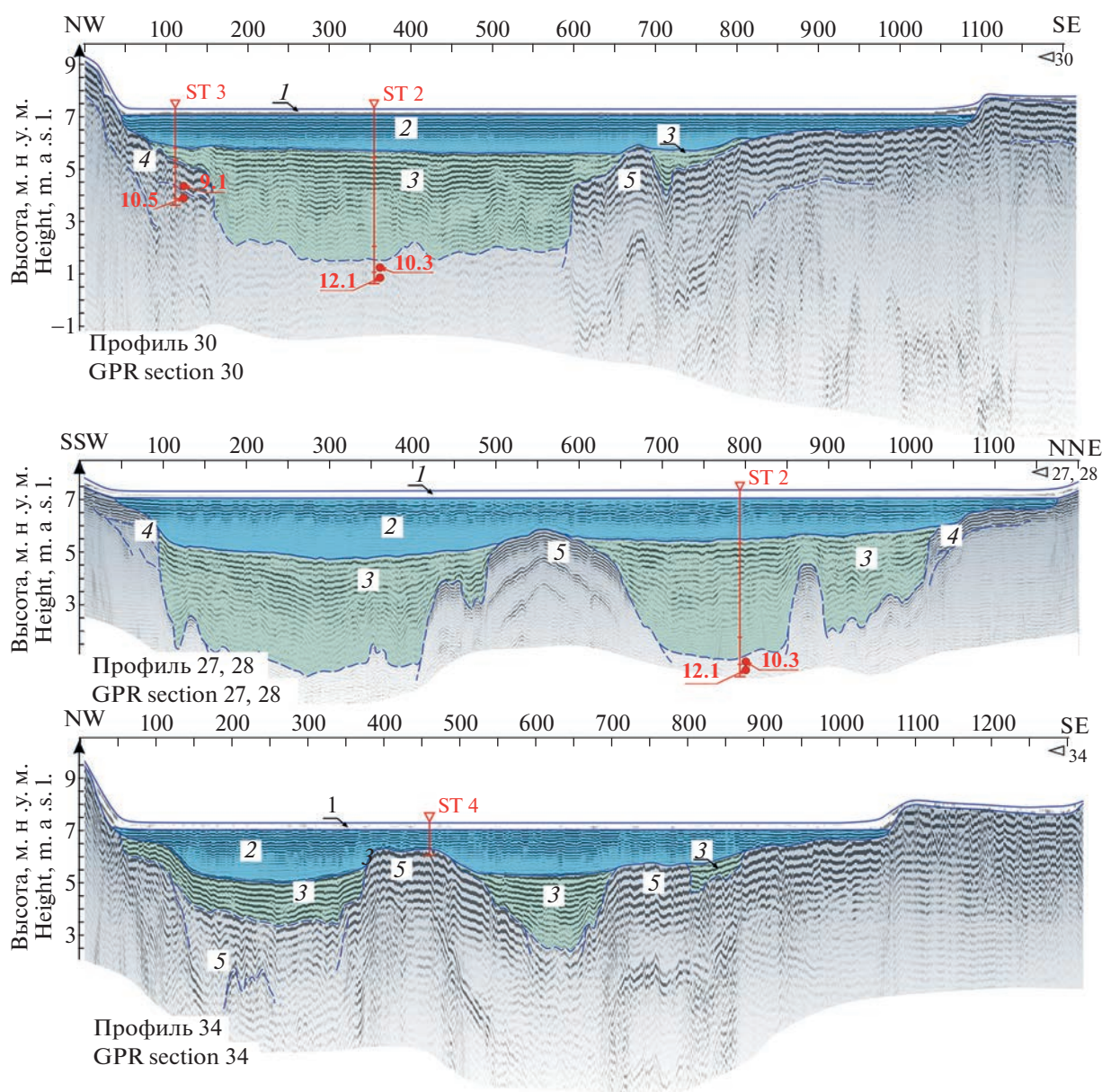
7 м над у. м. (рис. 1, (б)). В окрестностях оз. Средняя Треть тыловой шов террасы сглажен болотными отложениями и не отчетлив.

Вторая, наиболее высокая поверхность (от 7 до 12.5–15 м над у. м.), не однородна по морфологии. На правобережье р. Ручьи, вблизи моренных гряд, сложенных плотными валунными суглинками (Астафьев и др., 2012), она имеет облик пологой наклонной аккумулятивно-эрозионной террасы. Тыловой шов террасы примыкает к отчетливым уступам на высотах 12.5–15 м над у. м. (рис. 1, (б)). При этом на соседних участках следы воздействия эрозии на рельеф ледникового комплекса не выявлены. На правобережье реки на высотах 7–12 м над у. м. развита заболоченная ступень с неявно выраженным тыловым швом, обособленными моренными холмами (до 20 м над у. м.) и крупными озерами. На левом берегу реки, в районе оз. Средняя Треть, над “фоновой” поверхностью (7–10 м над у. м.) возвышаются моренные холмы (до 25 м над у. м.) и гряды абляционной морены (15–18 м над у. м.).

Котловина оз. Средняя Треть имеет округлую форму (диаметр ~1 км). Берег озера выше уреза окаймлен торфяным уступом (0.3–1 м), а ниже уреза (до –0.3–0.5 м) — отмелью, песчаной на севере и илистой на юге. На юго-востоке из котловины выходят две ложбины (рис. 1, (в)). Они прослеживаются до эстуария р. Ручьи, и, вероятно, представляют собой каналы стока талых ледниковых вод. Восточная ложбина (длина ~2.4 км, ширина 200–400 м) расположена между грядами абляционной морены и имеет почти плоское песчаное днище (6.0–6.7 м над у. м.). Южная — более короткая (~1.5 км) и узкая (до 100 м), со ступенчатым продольным профилем, ее крутые борта сложены мореной. В долине р. Ручьи на высоте ~5 м над у. м. восточная ложбина срезана эрозионным уступом, а южная переходит в плоскую заболоченную поверхность аллювиально-морской террасы.

Данные о морфологии котловины и строении осадочной толщи озера Средняя Треть получены при интерпретации георадарных профилей и результатов бурения.

*Морфология котловины и строение осадочной толщи оз. Средняя Треть по данным георадиолокационного профилирования.* На радарограммах (рис. 2) отчетливо дешифрируется несколько границ, самые яркие из которых представляют собой отражения от поверхности дна, а также от кровли подстилающих озерные осадки ледниковых и, вероятно, ледниково-морских отложений преимущественно глинистого состава, которые вскрываются в обнажениях уступов морского берега (Шилова и др., 2019; Зарецкая и др., 2022). На георадарных профилях эти литологические разности не расчленены. Ледниковые отложения, насыщенные, судя по характеру волновой картины, грубообло-



**Рис. 2.** Интерпретация данных георадиолокационного профилирования (положение профилей см. на рис. 1). Черными арабскими цифрами обозначены георадарные комплексы: 1 – снег и лед (скорость распространения электромагнитных волн  $V = 15$  см/нс), 2 – вода ( $V = 3.3$  см/нс), 3 – водонасыщенные озерные преимущественно органические осадки (илы, гиттия, торф;  $V = 6$  см/нс), 4 – переслаивание песков, торфа, оторфованные пески ( $V = 10$  см/нс), 5 – пески, суглинки с большим количеством грубообломочного материала (морена;  $V = 10$  см/нс). Красным отмечены скважины и точки отбора образцов на  $^{14}\text{C}$ -датирование с указанием возраста осадка (тыс. кал. л. н.).

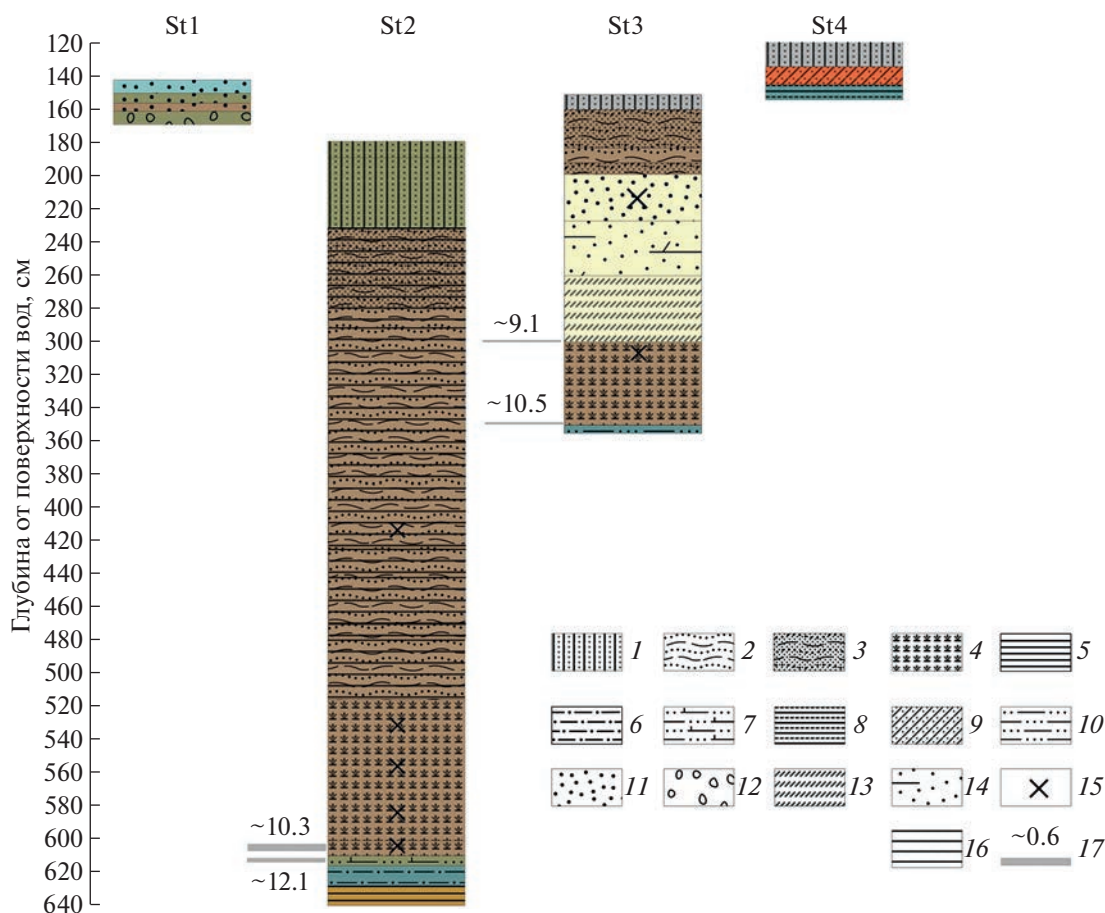
**Fig. 2.** GPR profiles data interpretation (profiles location see fig. 1).

GPR complexes are marked with black Arabic numerals: 1 – snow and ice (the propagation velocity of electromagnetic waves  $V = 15$  cm/ns), 2 – water ( $V = 3.3$  cm/ns), 3 – water-saturated lacustrine predominantly organic sediments (silts, gyttia and peat;  $V = 6$  cm/ns), 4 – sands interbedded with peat, peaty sands ( $V = 10$  cm/ns), 5 – sands, loams with a large amount of coarse clastic material (till;  $V = 10$  cm/ns). The cores and sampling points of  $^{14}\text{C}$  dating of sediments are marked in red with indication of the age (ka cal. BP).

мочным материалом, образуют гряду на дне оз. Средняя Треть и разделяют котловину на две “ванны” с близкими глубинами (до ~2 м на юго-западе и до ~1.8 м на северо-востоке). По изменениям волновой картины на некоторых профилях

видны неоднородности в толще донных отложений (например, профиль “27, 28” на рис. 2).

Различия волновой картины, характеризующей донные отложения, прослеживаются как в вертикальной плоскости, так и по латерали. Бла-



**Рис. 3.** Обобщенные разрезы донных отложений оз. Средняя Треть в скважинах ST1-ST4.

1 — ил, серый и оливково-серый, монотонный с песком и алевритом; 2 — гиттия серо-коричневая и темно-коричневая, слоистая; 3 — гиттия оливково-серая с мелкозернистым песком и алевритом; 4 — торф коричневый и буро-коричневый, хорошо разложившийся, плотный с алевритом, глиной и мелкозернистым песком; 5 — глина и алеврит бежево-коричневые, в интервале 628–632 см с единичными зернами мелкозернистого песка; 6 — глина и алеврит сизо-серые с мелкозернистым песком (менее 2%); 7 — алеврит и глина с мелкозернистым песком (до 3%) от сизовато-серого до серо-коричневого цвета; 8 — алеврит и песок с глиной сизо-серые, плотные с прослоями песка и дресвы; 9 — алеврит, песок и глина, охристо-серые, неотсортированные; 10 — алеврит и песок сизо-серые; 11 — песок мелко- и среднезернистый коричнево-серый, палево-серый или сизовато-серый; 12 — песок среднезернистый сизовато-серый с гравием, мелкой дресвой и окатышами плотных алевритов; 13 — алеврит и песок, слоистые палево-серые и буро-коричневые с прослоями торфа (1–3 см); 14 — песок мелко-среднезернистый палево-серый с прослоями плохо разложившихся остатков растений; 15 — обломки древесины; 16 — горизонтальная слоистость; 17 — АМС-даты (тыс. кал. л.).

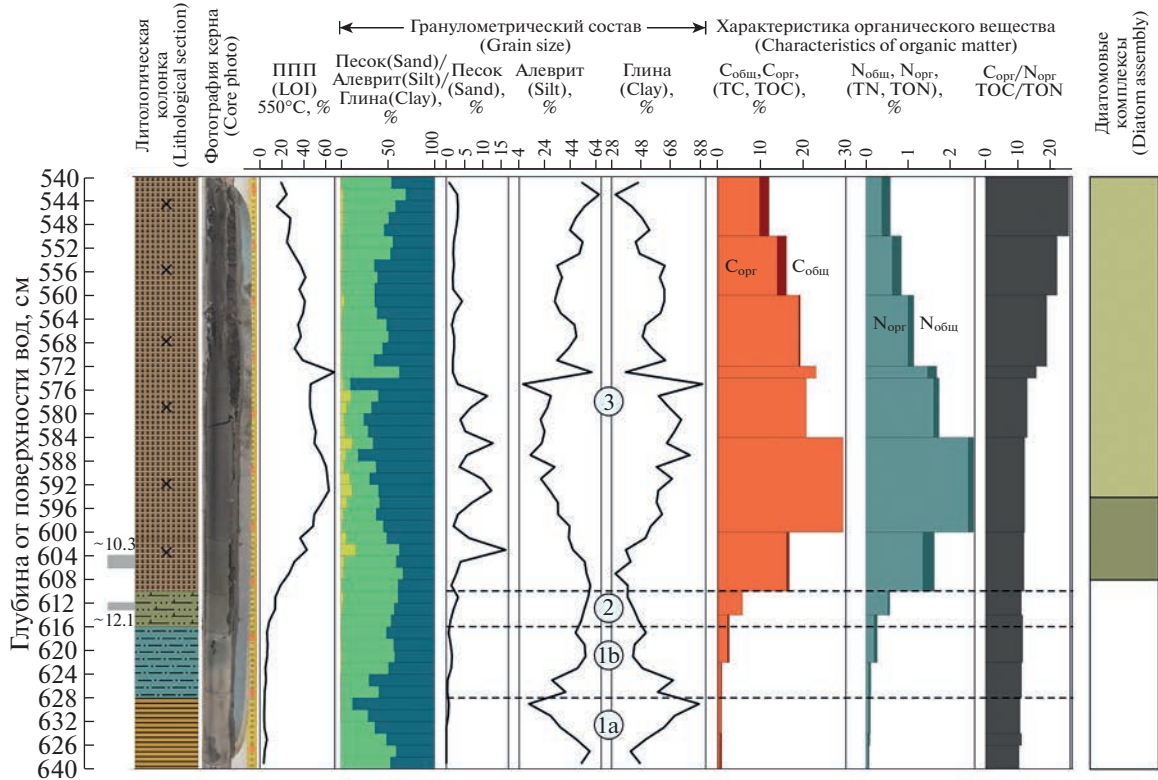
**Fig. 3.** Lithological log of Srednyaya Tret' Lake bottom sediments (cores ST1-ST4).

Legend: 1 — mud, gray and olive-gray, monotonous with sand and silt; 2 — gray-brown and dark-brown gittja, layered; 3 — olive gittja with fine-grained sand and silt; 4 — brown, well decomposed peat with silt, clay and fine-grained sand; 5 — clay and silt beige-brown, in the range of 628–632 cm with single grains of fine-grained sand; 6 — clay and silt bluish-gray with fine-grained sand (less than 2%); 7 — silt and clay with fine-grained sand (up to 3%) from bluish-gray to gray-brown; 8 — silt and sand with clay are bluish-gray, dense, with layers of sand and gravel; 9 — silt, sand and clay, ochre-gray, unsorted; 10 — silt and sand are bluish-gray; 11 — fine- and medium-grained brown-gray, pale gray or bluish-gray sand; 12 — medium-grained bluish-gray sand with gravel, fine gravel and pellets of dense silt; 13 — silt and sand, layered pale gray and brown with layers of peat (1–3 cm); 14 — fine-medium-grained pale gray sand with layers of poorly decomposed plant remains; 15 — inclusions of wood fragments; 16 — horizontal lamination; 17 — AMS-dates (ka cal. BP).

годаря этому георадиолокационная съемка позволила проследить залегание донных отложений между скважинами и выделить в котловине озера, под озерным льдом и водой, три георадарных комплекса (рис. 2). Комплекс 3 соответствует преимущественно органогенным водонасыщенным озерным осадкам (илы, гиттия или торф). В центре

озерных ванн они залегают на морене (комплекс 5) и имеют мощность ~5 м, а на бортах котловины выклиниваются. При этом на севере котловины органогенные осадки замещены или подстилаются отложениями комплекса 4 (переслаивание песка, торфа и слабо разложившихся остатков растений — согласно данным бурения), а на юге на по-

## St2 (540–640 cm)



## St3 (252–352 cm)

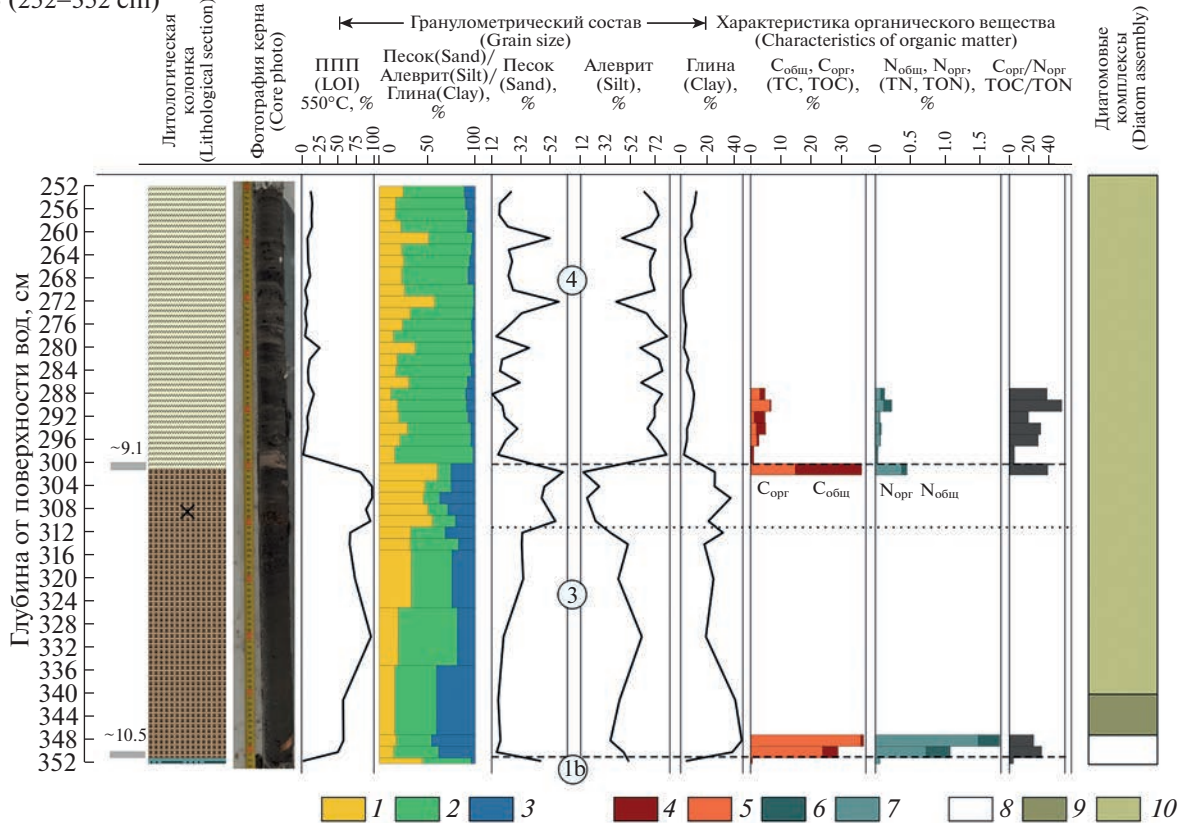


Рис. 4. Результаты аналитических исследований нижних горизонтов отложений из скважин ST2 и ST3.

Валовое содержание углерода и азота (%): 1 – песок, 2 – алеврит, 3 – глина, 4 –  $C_{общ}$ , 5 –  $C_{орг}$ , 6 –  $N_{общ}$ , 7 –  $N_{орг}$ .

верхность дна выходят ледниковые отложения. В целом сопоставление результатов георадиологической съемки и бурения показало незначительное закономерное смещение геофизических и литологических границ, что может быть связано с изменением обводненности и состава донных отложений по вертикали.

*Литология донных отложений оз. Средняя Треть.* Разрез донных отложений наиболее полно вскрыт скважиной ST2 (66.01708° с.ш., 041.08351° в.д.; глубина воды 180 см), расположенной на дне северо-восточной “ванны” (рис. 3, 4). В основании разреза залегают бежево-коричневые глины и алевроиты (628–640 см)<sup>3</sup>, которые постепенно сменяются сизо-серыми глинами и алевроитами с мелкозернистым песком (616–628 см). В интервале 610–616 см отложения становятся более грубыми (алевроиты и глины), увеличивается содержание песка и, судя по изменению цвета осадка от сизовато-серого до серо-коричневого, — органического вещества. Из средней части интервала (612–613 см) получена дата  $10320 \pm 30$  <sup>14</sup>C лет (12.1–12.0 тыс. кал. л. н.) (табл. 1). В верхней части разреза вскрыты органогенные отложения, с включениями минеральных частиц — плотный торф с обломками древесины и незначительным содержанием тонко-мелкозернистого песка (516–610 см), гиттия с прослоями и линзами песка, редкими органическими остатками и обломками древесины (232–516 см), а также илы с песком и включениями растительного детрита (180–232 см). По дате из интервала 604–606 см накопление органогенных отложений началось раньше  $9135 \pm 30$  <sup>14</sup>C лет (10.3–10.2 тыс. кал. л. н.) (табл. 1).

На приморском борту котловины донные отложения обогащены песком.

В скважине ST3 (66.01867° с.ш.; 41.07988° в.д.; глубина воды — 152) вскрыто 200 см осадка (рис. 3, 4). Под торфом, аналогичным вскрытому в скважине ST2 (301–351 см), залегают сизо-серые алевроиты и пески (351–352 см), а над ним — слоистые органо-минеральные отложения: палево-серые и буро-коричневые алевроиты и пески с тонкими прослоями торфа (261–301 см) и палево-серые мелко-среднезернистые пески с плохо разложившимися остатками растений (228–261).

<sup>3</sup> Здесь и далее глубина измерена от поверхности воды (льда).

В интервале (200–228 см) песок практически не содержит растительных остатков. Верхняя часть разреза представлена гиттией (161–200 см) и илом (152–161 см) с песком и алевроитом. Из кровли торфа (300–301 см) получена дата  $8195 \pm 25$  <sup>14</sup>C лет (9.3–9.0 тыс. кал. л. н.), а из его подошвы (350–351 см) —  $9325 \pm 30$  <sup>14</sup>C лет (10.6–10.5 тыс. кал. л. н.) (табл. 1).

В скважине ST1 (66.01887° с.ш.; 41.08450° в.д.; глубина воды — 143 см) получены 21 см осадка, из них верхние 19 см (143–162 см) представлены слоистым мелко- и среднезернистым песком, цвет которого изменяется от сизовато-серого до коричнево-сизого. Нижние 2 см (162–164 см) — сизовато-серый среднезернистый песок с гравием, мелкой дресвой и окатышами плотных алевроитов.

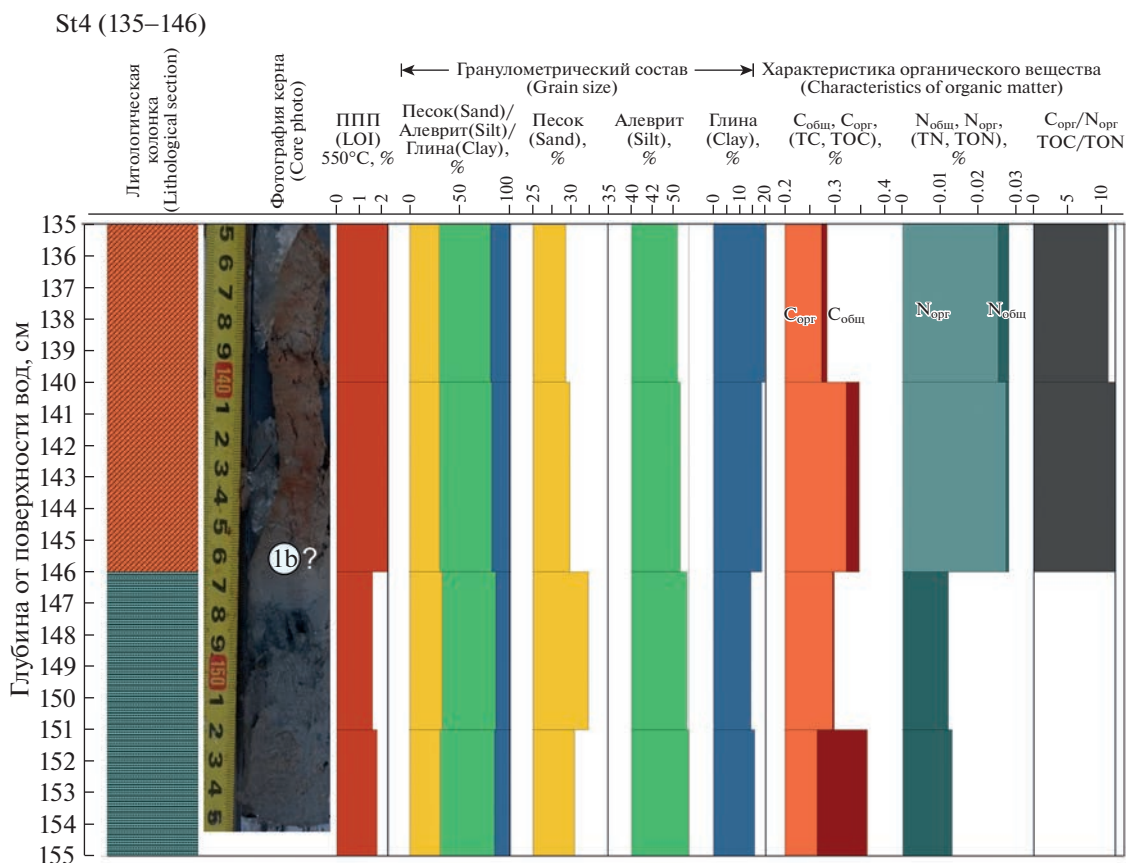
Вершина подводной гряды перекрыта тонким, прерывистым чехлом донных отложений. В скважине ST4 (66.01315° с.ш., 41.08287° в.д., глубина воды 120 см) под слоем ила (120–135 см) вскрыты 20 см осадка (рис. 3, 5): охристо-серые глинисто-песчаные алевроиты (135–146 см) и сизо-серые, плотные, песчаные алевроиты с глиной, прослоями песка и дресвы (146–155 см).

*Гранулометрический состав, валовое содержание органического вещества и соотношение  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ .* В скважине ST2 исследован интервал 540–640 см (рис. 4). Минеральные горизонты (628–640 и 616–628 см) по гранулометрическому составу представлены глинами и алевроитами, при этом содержание тонких частиц к границе литологических разностей возрастает (от 40–50 до ~87%), а затем вновь уменьшается до тех же значений, появляются зерна песка (1–2%). Это может быть признаком уменьшения, а затем увеличения гидродинамической активности среды. Содержание ОВ не превышает 7%, доля  $C_{\text{орг}}$  увеличивается снизу вверх от ~0.5 до ~0.8%, а величина  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  колеблется от 10.3 до 11.1. В интервале (610–616 см) осадки постепенно становятся менее тонкими, содержание ОВ возрастает до ~13.8%,  $C_{\text{орг}}$  — до ~6%, а значение  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  — до 11–11.4.

Торф (540–610 см) содержит значительное количество минеральных частиц (33–50%, в отдельных прослоях — до 85%), представленных глинами и алевроитами. Содержание песка колеблется от <1 до ~13%. Выделяются 3 интервала, отличающиеся, в основном, характеристиками ОВ. В нижнем интервале (606–610 см) быстро увели-

*Результаты диатомового анализа:* 8 — диатомеи отсутствуют, 9 — редкие пресноводные диатомеи, 10 — пресноводные диатомеи. Условные обозначения литологических характеристик приведены на рис. 3. Цифра в овальном контуре — осадочные слои (описание см. в тексте).

**Fig. 4.** Analytical Studies results of lower sediment horizons from ST2 and ST3 core sections. Gross carbon and nitrogen content (%): 1 — Sand, 2 — Silt, 3 — Clay, 4 — Total Carbon (TC), 5 — Total Organic Carbon (TOC), 6 — Total Nitrogen (TN), 7 — Total Organic Nitrogen (TON). Results of diatom analysis: 8 — no diatoms, 9 — rare freshwater diatoms, 10 — freshwater diatoms. Symbols for lithological characteristics are indicated in fig. 3. The digit in oval contour — sediment layer number (description in the text).



**Рис. 5.** Результаты аналитических исследований отложений из скважин ST4. Условные обозначения см. на рис. 3–4.  
**Fig. 5.** Analytical studies results of the ST4 core sections. Symbols for lithological units are indicated in fig. 3–4.

чивается содержание ОВ (до ~40%),  $C_{орг}$  (до ~16%) и  $C_{орг}/N_{орг}$  (11.8). В среднем (574–606 см) содержание ОВ (40–60%) и  $C_{орг}$  (21–29%) достигает максимальных значений, а значение  $C_{орг}/N_{орг}$  возрастает до 12–12.8. Здесь же отмечены резкие изменения гранулометрического состава и максимальное обогащение песком. В верхнем интервале (540–574 см) содержание ОВ постепенно уменьшается до ~20%, а  $C_{орг}$  до ~10%; при этом величина  $C_{орг}/N_{орг}$  увеличивается с 15.6 до 25.

В скважине ST3 исследован интервал 252–352 см (рис. 4). Минеральный горизонт в основании разреза (351–352 см) представлен песчаными алевритами; содержание ОВ – 1.8%,  $C_{орг}$  – 0.24%, величина  $C_{орг}/N_{орг}$  – 4. В торфе (300–351 см) содержание ОВ изменяется в пределах 50–97%, а  $C_{орг}$  от 24–36% в подошве слоя до 15% в кровле;  $C_{орг}/N_{орг}$  – 25–39. Содержание песка в минеральной части осадка быстро возрастает снизу вверх (от ~15 до 30%), а в интервале 300–311 см достигает максимальных значений (47–60%). Резкие изменения всех характеристик осадка отмечены на контакте торфа и органо-минеральных отложений (297–300 см). Минеральная часть осадка

(песчаный алеврит) здесь составляет 99% (ОВ – 1%). Из-за резкого уменьшения содержания  $C_{орг}$  (0.1%) величина  $C_{орг}/N_{орг}$  скачкообразно понижается до 5. Выше по разрезу содержание ОВ в органо-минеральных отложениях колеблется от 4 до 24%,  $C_{орг}$  – от 1 до 6%, а  $C_{орг}/N_{орг}$  – от 19 до 53. В минеральной фракции преобладают пески и алевриты, содержание которых изменяется в противофазе.

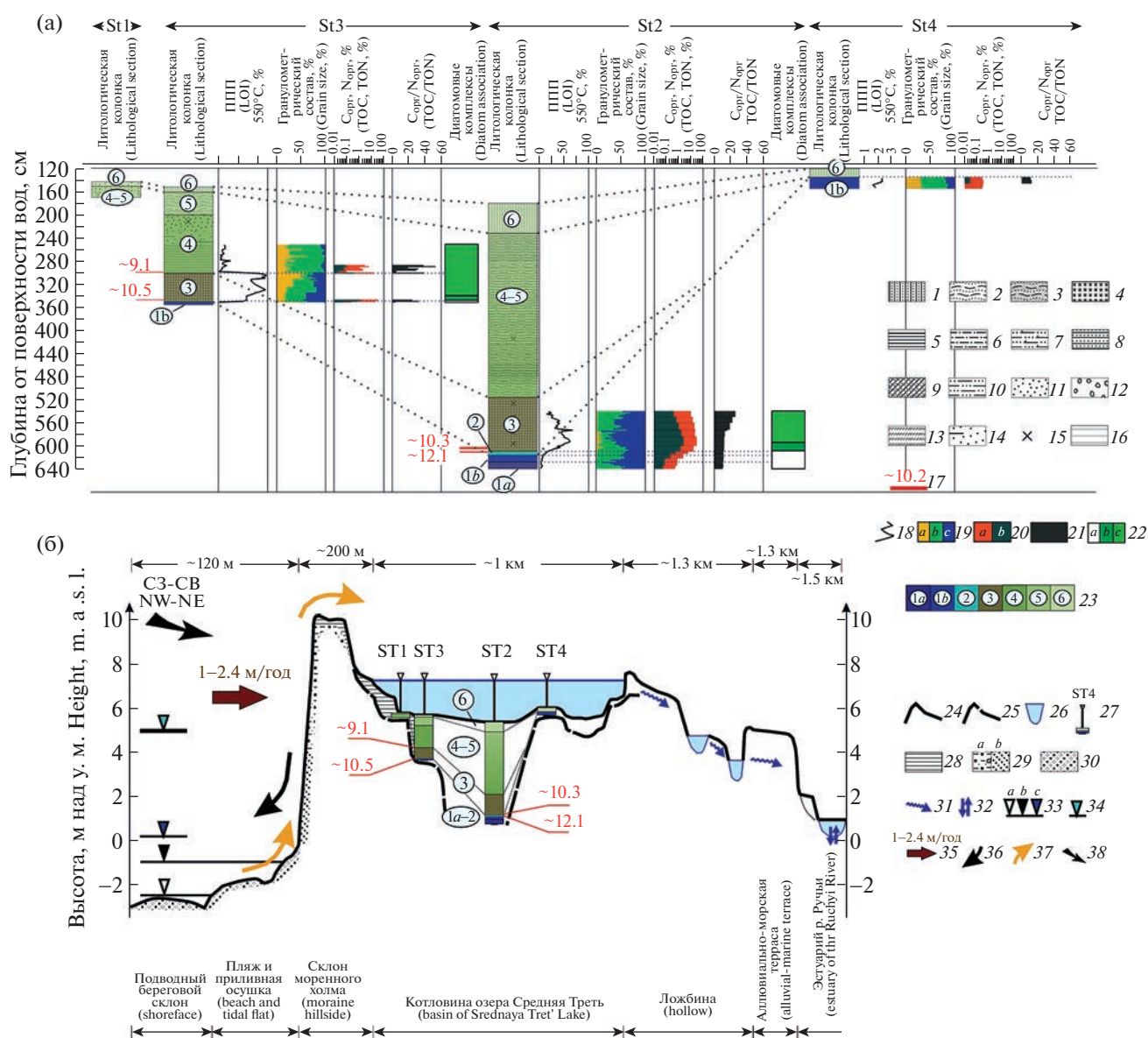
Отложения из скважины ST4 (135–155 см) по гранулометрическому составу представляют собой смешанные осадки с преобладанием алеврита (51–54%) и песка (~30%), низким содержанием ОВ (~2%) и  $C_{орг}$  (~0.3%). Величина  $C_{орг}/N_{орг}$  в верхнем интервале разреза (135–146 см) составляет 10.8–11.9; в нижнем интервале (146–155 см)  $N_{орг}$  обнаружен в следовых количествах (рис. 5).

В целом для изученных интервалов разрезов характерны “скачкообразные” изменения гранулометрического состава и ОВ, высокая корреляция содержания  $C_{орг}$  и ОВ, а также низкие содержания ОВ и значения  $C_{орг}/N_{орг}$  в минеральных горизонтах нижней части разрезов (ST2, ST3, ST4). Похожие характеристики имеет минеральный про-

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст отложений  
Table 1. Radiocarbon and calibrated ages of the bottom deposits

№	Место отбора	Высота устьев скважин и кровли разрезов над у. м. (в скобках – порог стока озера)/глубина воды, м	Глубина отбора образца от поверхности воды/грунта; м (в скобках – высота над у. м.), м	Материал для датирования	Лабораторный индекс и номер	<sup>14</sup> C дата	Калиброванный возраст*			Координаты (широта, долгота, (градусы)	Источник
							1σ	2σ	Медиана		
1	Оз. скв. ST2	7.3 (6.2)/1.8	6.04–6.06/4.24–4.26	торф	IGAN <sub>AMS</sub> - 9772	9135 ± 30	10240–10290	10230–10380	10280	66.01708; 41.08351	данная работа
2	Средняя Треть		6.12–6.13/4.32–4.33	пелитовый алевроит	IGAN <sub>AMS</sub> - 9773	10320 ± 30	11970–12100	11941–12193	12100		
3	скв. ST3	7.3 (6.2)/1.5	3.00–3.01/1.48–1.49	растительные остатки	IGAN <sub>AMS</sub> - 9774	8195 ± 25	9030–9260	9030–9270	9130	66.01867; 41.07988	
4			3.50–3.51/1.98–1.99	растительные остатки	IGAN <sub>AMS</sub> - 9775	9325 ± 30	10500–10580	10480–10590	10530		
5	Район м. /920	11.0	– / 4.55–4.57 (~6.5)	торф	ГИН-15544	9560 ± 80	11080–10740	11180–10660	10910	65.96966; 40.71472	(Шилова и др., 2019)
6	Инцы 317	4.8	– / 0.75–0.85 (~4.0)	суглинок оторф.	ГИН-15563	2760 ± 60	2890–2780	3000–2750	2860	65.97143; 40.81804	
7	285 /927	4.5	– / 1.15–1.17 (~3.3)	суглинок оторф.	ГИН-15559	6290 ± 80	<b>6640–6420</b>	<b>6750–6300</b>	<b>6530</b>	65.94516; 40.66918	
8	335	2.6	– / 1.9–2.0 (~0.6)	торф	ГИН-15568	8450 ± 110	9540–9400	9630–9130	9440	65.96519; 40.71373	
9	231 /922	2.4	– / 1.00–1.02 (~1.4)	торф	ГИН-15551	1780 ± 70	1740–1590	1830–1530	1670	65.96186; 40.69785	
10			– / 1.32–1.39 (~1.0)	растительный детрит	ГИН-15552	4190 ± 40	<b>4170–3980</b>	<b>4270–3890</b>	<b>4080</b>		

Примечание: \* – Даты, калиброванные по кривой MARINE20 (Reimer et al., 2020) выделены жирным курсивом.  
\* – Dates calibrated with the MARINE20 (Reimer et al., 2020) curve are in bold italics.



**Рис. 6.** Корреляция разрезов донных отложений озера Средняя Треть (а) и схематический поперечный профиль через котловину озера (б).

Фрагмент (а) – 1 – ил, с песком и алевритом; 2 – гиттия слоистая; 3 – гиттия с песком и алевритом; 4 – торф с алевритом, глиной и мелкозернистым песком; 5 – глина и алеврит с единичными зернами песка; 6 – глина и алеврит с песком (менее 2%); 7 – алеврит и глина с песком (до 3%); 8 – алеврит и песок с глиной и прослоями песка и дресвы; 9 – алеврит, песок и глина, неотсортированные; 10 – алеврит и песок; 11 – песок мелко- и среднезернистый; 12 – песок среднезернистый с гравием, дресвой и окатышами алевритов; 13 – алеврит и песок с прослоями торфа; 14 – песок с прослоями плохо разложившихся остатков растений; 15 – обломки древесины; 16 – горизонтальная слоистость; 17 – АМС-даты (тыс. кал. л.). Справа от разрезов показаны результаты аналитических исследований: 18 – потери при прокаливании 550°C, %; 19 – гранулометрический состав, % (а – песок, б – алеврит, с – глина); 20 – содержание органического углерода (а) и азота (б), %; 21 – соотношение C/N; 22 – результаты диатомового анализа (а – диатомеи отсутствуют, б – редкие пресноводные диатомеи, с – пресноводные диатомеи). Фрагменты (а, б) – 23 – осадочные слои (цифра в овальном контуре – номер слоя; описание см. в тексте).

Фрагмент (б) – 24 – поверхность рельефа; 25 – кровля морены; 26 – котловины озер; 27 – положение скважин и последовательность осадочных слоев (цифра – номер слоя); 28 – эоловые пески на береговых уступах и склонах котловины озера; 29 – отложения, вскрытые в береговых уступах (а – морена, алевриты и глины, б – пески); 30 – пляж и приливная осушка (песок, гравий, галька); 31 – русла ручьев; 32 – направление течений в эстуарии р. Ручьи; 33 – современное положение уровня моря по (Кондрин и др., 2018, Предрасчет..., 2023) и результатам DGPS-профилирования (а – в малую воду сизигии, б – в полную воду сизигии, с – во время штормовых нагонов редкой повторяемости); 34 – предполагаемое положение уровня моря в максимум трансгрессии Тапес. Стрелками показаны элементы морфолитодинамики берега: 35 – размыв береговых уступов (цифра – скорость по (Lugovoy, Repkina, 2019)), 36 – поступление песков от размыва береговых уступов, 37 – вынос песков ветропесчаными потоками, 38 – направления “эффективных ветров”.

слой в подошве торфа (297–300 см) в скважине ST3. В слоях торфа выделяются интервалы (574–606 см в скв. ST2 и 300–311 см в скв. ST3), где существенное и неравномерное обогащение песком сопровождается увеличением содержания ОВ.

**Результаты диатомового анализа. Скважина ST2.** В нижней части разреза в глинах, суглинках и подошве торфа (640–608 см) диатомеи и другие кремнистые микрофоссилии отсутствуют (рис. 4). Выше появляются вначале цисты золотистых водорослей, достигающие массового развития в интервале 604–592 см, спикулы губок и, единично, створки пресноводных диатомей *Pinnularia* spp., *Eunotia* spp., виды *Fragilariaceae*. С глубины 594 см количество диатомей в осадке и их таксономическое разнообразие существенно возрастают. Доминируют виды, характерные для неглубоких пресных водоемов со слабокислой реакцией среды: *Aulacoseira* spp., *Tetracyclus glans*, *Pinnularia* spp., *Stauroneis* spp., *Stauroforma exiguiiformis*, *Eunotia* spp., *Frustulia* spp. и др.

**Скважина ST3.** В подстилающих торф песках диатомей, цист золотистых водорослей и спикул губок не обнаружено (рис. 4). В подошве торфа отмечены единичные спикулы губок, с глубины 347 см — единичные пресноводные диатомеи (*Pinnularia* spp., *Navicula oblonga*). Вверх по разрезу (340–330 см) концентрация и разнообразие диатомей увеличиваются, не достигая, однако, высоких значений, а затем снова снижаются. Основу ассоциаций составляют пресноводные виды родов *Pinnularia* и *Stauroneis*. Верхняя пачка торфянистых отложений выше 320 см, представляющая собой грубый растительный детрит, практически не содержит диатомей. Перекрывающая торф слоистая песчано-торфянистая толща (305–252 см) характеризуется неравномерным содержанием диатомей: в прослоях чистого песка и грубого дет-

рита диатомеи отсутствуют, в слоях песка, обогащенного тонким органическим материалом, присутствуют озерные и болотные виды диатомей: *Pinnularia* spp., *Eunotia faba*, *E. diadema*, *Tetracyclus glans*, *Frustulia* sp., *Aulacoseira* spp.

**Основные черты пространственно-временной изменчивости донных отложений.** По результатам исследования донных отложений выделено 6 осадочных слоев, которые характеризуют основные этапы осадконакопления в котловине озера и изменения ОУМ (рис. 6, (а)). Слои 1 и 2 включают минеральные отложения, вскрытые в основании разреза. Слой 1 разделен на два прослоя. К *прослою 1a* отнесены бежево-коричневые глины и алевроиты из скважины ST2 (628–649 см). *Прослой 1b* включает сизо-серые глины и алевроиты из скважины ST2 (616–628 см), песчано-алевритовые отложения из скважины ST3 (351–352 см), и, предположительно, — песчаные (146–155 см) и глинисто-песчаные алевроиты (135–146 см) из скважины ST4. Для слоя 1 характерны увеличение размеров частиц и ухудшение сортировки отложений от центра котловины к ее бортам и вверх по разрезу, а также низкое, постепенно возрастающее снизу вверх содержание ОВ. *Слой 2* представлен алевроитами и глинами с незначительными включениями песка (ST2; 610–616 см) и быстро увеличивающимся снизу вверх содержанием ОВ. Отложения слоев 1 и 2 не содержат кремниевых микрофоссилий. Возраст осадков по дате из скважины ST2 — более ~12.1 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

К *слою 3* отнесен торф из скважин ST2 (540–610 см) и ST3 (301–351 см). Возраст отложений — ~10.5–9.1 тыс. кал. л. н., установлен по трем датам (табл. 1). На бортах котловины мощность торфа уменьшается, при этом содержание минеральной фракции, а в ней — песка, увеличивается. К *слою 4* отнесены слоистые органо-минеральные отложе-

**Fig. 6.** Correlation of Srednyaya Tret' Lake bottom sediment sections (a) and a schematic transverse profile through the basin of the lake (b).

Fragment (a) — 1 — mud with sand and silt; 2 — gittja, layered; 3 — gittja with sand and silt; 4 — peat with silt, clay and fine-grained sand; 5 — clay and silt with single grains of sand; 6 — clay and silt with sand (less than 2%); 7 — silt and clay with sand (up to 3%) from bluish-gray to gray-brown; 8 — silt and sand with clay and with layers of sand and gravel; 9 — silt, sand and clay, unsorted; 10 — silt and sand; 11 — fine- and medium-grained sand; 12 — medium-grained sand with gravel, fine gravel and pellets of dense silt; 13 — silt and sand with layers of peat; 14 — sand with layers of poorly decomposed plant remains; 15 — wood fragments; 16 — horizontal lamination; 17 — AMS-dates (k. cal. BP). The results of analytical studies are shown on the right of the sections: 18 — loss on ignition 550 degrees Celsius, %; 19 — granulometric composition, % (a — sand, b — silt, c — clay); 20 — organic carbon (a) and nitrogen (b) content, %; 21 — ratio C/N; 22 — results of diatom analysis (a — there are no diatoms, b — rare freshwater diatoms, c — freshwater diatoms).

Fragments (a, b) — 23 — the sedimentary layers (the digit in the oval contour is the layer number; for a description, see in the text). Fragment (b) — 24 — relief surface; 25 — moraine top; 26 — lake basins; 27 — position of boreholes and sequence of sedimentary layers (digit — layer number); 28 — aeolian sands on cliffs and slopes of the lake basin; 29 — sediments exposed in cliffs (a — moraine, siltstones and clays, b — sands); 30 — beach and tidal drainage (sand, gravel, pebbles); 31 — stream beds; 32 — the direction of flows in the estuary of the Ruch'i River; 33 — current position of the sea level (according to (Kondrin, Korablina, Arkhipkin, 2018, Pre-calculation..., 2023) and the results of DGPS profiling (a — mean low water springs, b — mean high water springs, c — during storm surges of rare recurrence); 34 — the estimated position of the sea level in the maximum of the Tapes transgression. The arrows show the elements of coastal morpholithodynamics: 35 — erosion of cliffs (the number is the speed according to Lugovoy, Repkina, 2019); 36 — sand influx due to erosion of cliffs; 37 — the removal of sand by wind-sand flows; 38 — directions of effective winds.

←

ния из скважины ST3 (252–301 см), накопившиеся на приморском борту котловины позже ~9.1 тыс. кал. л. н. (табл. 1). Ближе к берегу озера они замещаются песками (скважина ST1), а на дне котловины — опесчаненной гиттией (скважина ST2). Для отложений слоев 3 и 4 определен пресноводный комплекс диатомей.

К слоям 5 и 6 отнесены озерные отложения. На дне котловины это гиттия и илы, а на ее приморском борту — пески.

В разрезе скважин ST1 и ST2 слои 4 и 5 не расчленены (рис. 6). В скважине ST4 современные илы слоя 6 залегают на размытой кровле плотных глинисто-песчаных алевритов слоя 1.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследований получены новые фактические данные об изменении ОУМ на восточном берегу пролива Горло в позднеледниковье — начале голоцена (ранее ~12.1–9.1 тыс. кал. л. н.), что позволило дополнить предшествующие реконструкции (Шилова и др., 2019) и составить кривую изменения ОУМ для интервала времени более ~12.1 тыс. кал. л. н.

*Позднеледниковая трансгрессия и начало гляциоизостатической регрессии (ранее ~12.1 тыс. кал. л. н.)*

Дата ~12.1 тыс. кал. л. н. из кровли минеральных отложений, выстилающих ложе котловины оз. Средняя Треть (слои 1 и 2 на рис. 6), позволяет сопоставить их накопление со временем позднеледниковой гляциоизостатической трансгрессии.

На беломорском и баренцевоморском побережьях Кольского п-ова трансгрессия датирована близкими интервалами времени: ~13.5–11.5 тыс. кал. л. н. (Колька и др., 2005; Корсакова и др., 2016; Корсакова, 2022) и ~13.8–11.6 тыс. кал. л. н. (Толстоброва и др., 2022), и протекала в условиях фронтально-ареальной дегляциации (Корсакова, 2022). В проливе Горло в это время существовал приледниковый бассейн со спокойными гидродинамическими условиями, имевший связь с морем и большую часть года закрытый сезонным льдом (Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Рыбалко и др., 2017).

На восточном берегу пролива, между м. Инцы и устьем р. Ручьи береговые линии крупного бассейна выявлены на высотах не более 15 м над у. м. Эту высоту мы принимаем за максимальное положение ОУМ в поздне- и послеледниковое время. Однако не исключено более высокое — 20 м (Астафьев..., 2012) или более низкое — 12–12.5 м над у. м. положение ОУМ.

В нижнем течении р. Ручьи абразионно-эрозионные береговые линии на высотах 12–15 м над у. м. очерчивают контуры ингрессионного залива. Между моренными грядами, сложенными плот-

ными валунными суглинками (Астафьев и др., 2012), залив узкий, с крутыми эрозионными бортами, а на левобережье реки разделяется на несколько “рукавов”. Они огибают возвышенные участки ледниковых равнин, а также отдельные гряды и холмы. Анализ строения рельефа показал, что котловина оз. Средняя Треть находилась в пределах одного из таких “рукавов” (рис. 1, (б, в)). При этом р. Ручьи впадала в залив не менее чем в 25 км выше современного устья, а открытый берег пролива Горло располагался мористее современной береговой линии и имел извилистые очертания, наследующие контуры моренных гряд (Невеский и др., 1977). Учитывая, что отложения позднеледниковой трансгрессии вскрыты на прибрежном мелководье (скважины 3–3 и 12–81 на рис. 1, (б)) (Оборин, 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Астафьев и др., 2012), можно полагать, что берег пролива Горло находился не дальше, чем в 6–7 км от современной береговой линии. Таким образом, понижение в кровле морены, ставшее впоследствии котловиной оз. Средняя Треть, располагалось на дне ледовитого пролива или залива, в зоне смещения почти пресных вод пролива Горло (Соболев и др., 1995; Соболев, 2008) и речных вод, поступавших со стоком р. Ручьи.

Обстановку ранних этапов накопления осадков в котловине оз. Средняя Треть характеризуют глины и алевриты из нижних горизонтов скважин ST2, ST3 и ST4 (слои 1 и 2 на рис. 6). По данным георадиолокационного профилирования и бурения, отложения слоев 1 и 2 выстилают ложе котловины, имеют незначительную мощность, большую в понижениях и меньшую на грядах.

По стратиграфическому положению наиболее древними осадками являются бежево-коричневые глины и алевриты (1а на рис. 6) с содержанием ОВ менее 6.2%,  $C_{орг}$  — менее 0.8%, и  $N_{орг}$  — менее 0.07%, вскрытые в подошве донных отложений наиболее глубокой северо-восточной котловины озера (скважина ST2; 628–649 см). Преобладание глинистой фракции над алевритовой в верхней части прослая позволяет считать, что осадки формировались в спокойных гидродинамических условиях.

Следующий этап развития бассейна характеризуют отложения прослая 1b (рис. 6). В сизо-серых глинах и алевритах, накопившихся на дне котловины (ST2; 616–628 см), увеличение вверх по разрезу содержания алеврита и песка говорит о понижении уровня водоема и увеличении гидродинамической активности. На бортах котловины формировались более грубые осадки — песчаные алевриты (ST3; 351–352 см), песчаные и глинисто-песчаные алевриты (ST4; 135–146 и 146–155 см). Увеличение содержания ОВ (до ~6%),  $C_{орг}$  (до ~2%) и  $N_{орг}$  (до ~0.2%) говорит о повышении биологической продуктивности водоема.

Соотношение  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  от 4 до 11.9 в отложениях слоя 1 соответствует автохтонному происхождению ОВ (Хатчинсон, 1969). Согласно (Lamb et al., 2006) значения  $C/N$  менее 10 указывает на накопление органического вещества в условиях крупного водоема. В современных донных осадках Белого моря значительная часть ОВ имеет аллювиальное происхождение, а значение  $C/N$  уменьшается в песках и возрастает в тонких осадках (Леин, Лисицын, 2017). В проливе Горло среднее значение  $C/N$  составляет  $\sim 9.9$ , а в Двинском заливе, куда поступает сток р. Северной Двины, — 10.1, при диапазоне значений от 8.12 до 15.86 (Беляев, 2015). Таким образом, соотношение  $C/N$  в отложениях слоя 1 не противоречат условиям накопления осадков на периферии крупного водоема вблизи устья реки. Резкие изменения величины  $C/N$  могут быть связаны с механическим составом донных отложений. Содержание  $C_{\text{орг}}$  (0.5–2%) больше, чем в отложениях, сформировавшихся в позднеледниковые — раннем голоцене на дне крупных заливов Белого моря — Кандакшского (<0.1%) и Двинского (0.4%) и (Новичкова и др., 2017; Рыбалко и др., 2017) не подтверждает вероятность формирования отложений слоя 1 в замкнутой котловине, блокированным мертвым льдом.

Таким образом, глины и алевроиты слоя 1, накопившиеся ранее  $\sim 12.1$  тыс. кал. л. н., могут быть отнесены к отложениям позднеледниковой трансгрессии. Прослой 1а характеризует, вероятно, фазу повышения, а про прослой 1б — понижения ОУМ. Отсутствие диатомей и общая “безжизненность” осадков соответствуют суровому климату этого времени и отмечены для отложений трансгрессии как на побережье (Шилова и др., 2019; Kublitskiy et al., 2023), так и на дне (Agafonova et al., 2020) Белого моря.

Алевроиты и глины слоя 2 (ST2; 610–616 см) характеризуют как понижение уровня воды в котловине, так и развитие биологической продуктивности водоема. Об этом свидетельствует увеличение содержания ОВ и  $C_{\text{орг}}$ , а в минеральной фракции осадка — доли песка (рис. 4, б). Вместе с тем отложения остаются “безжизненными” а по условиям образования — автохтонными ( $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  11). Вероятно, в этот период ( $\sim 12.1$ –12 тыс. кал. л. н.) уровень моря был близок к порогу стока котловины — 6.2 м над у. м. (рис. 7).

Таким образом, минеральные отложения базальной части разреза накопились ранее  $\sim 12.1$  тыс. кал. л. н., при повышении ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии (прослой 1а) и его последующего понижения (прослой 1б, слой 2) в начале гляциоизостатической регрессии.

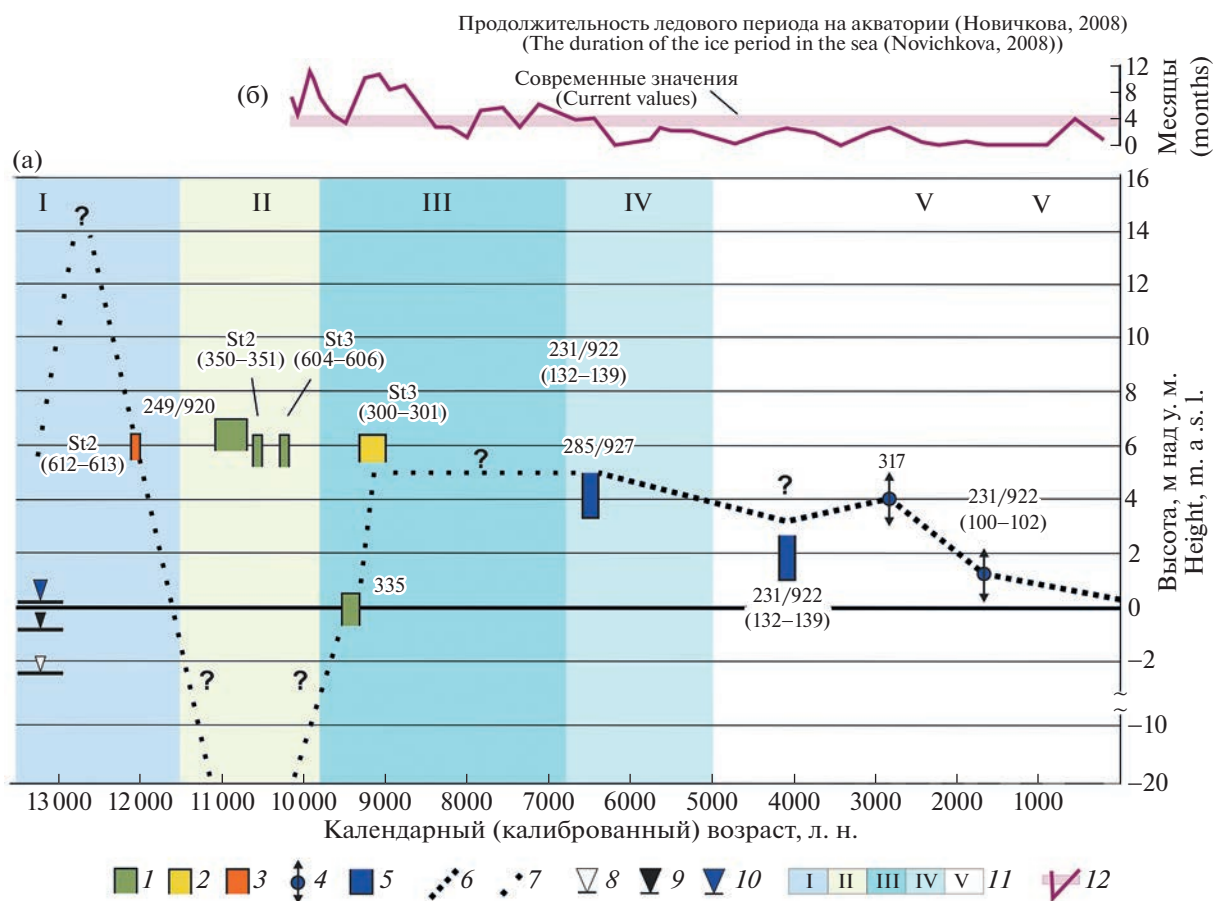
*Регрессия раннего голоцена (?11.5–9.1 тыс. кал. л. н.) и начало трансгрессии Талес.* Представления о динамике ОУМ в раннем голоцене дает анализ

донных отложений слоя 3, представленного торфом с возрастом подошвы  $\sim 10.5$ –10.3, а кровли  $\sim 9.1$  тыс. кал. л. н., высоким содержанием ОВ и соотношением  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  11.8–38.7 (рис. 6). Торф залегает в наиболее глубокой части озерной котловины (скважина ST2, 516–610 см; скважина ST3; 300–351 см) на отложениях позднеледниковой трансгрессии. Его мощность возрастает к центру котловины почти в 2 раза — от 51 до 100 см. На северном борту котловины в верхах торфа (скважина ST3; 300–311 см) увеличивается содержание песка. Исходя из данных о возрасте ( $\sim 10.5$ –9.1 тыс. кал. л. н.) и мощности (51 см) торфа в скважине ST3, средняя скорость его накопления может быть оценена как  $\sim 0.36$  мм/год. Если принять, что торф накапливался равномерно, возраст подошвы обогащенного песком интервала можно ориентировочно оценить в  $\sim 9.4$  тыс. кал. л. н. По данным диатомового анализа начало образования торфа связано, видимо, с заболачиванием ранее осушенной поверхности и характеризуется постепенным формированием сообщества пресноводных (озерно-болотных) диатомей при постепенно увеличивающемся обводнении.

Таким образом, котловина оз. Средняя Треть была полностью осушена не позднее  $\sim 10.5$ –10.3 тыс. кал. л. н., во время региональной гляциоизостатической регрессии. В западной части Белого моря она датирована интервалом  $\sim 11.5$ –9.8 тыс. кал. л. н. (Корсакова, 2022), а в юго-восточной —  $\sim 10.6$ –9.5 тыс. кал. л. н. (Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020; Kublitskiy et al., 2023 и др.). Полученные нами даты позволяют предположить, что на восточном берегу пролива Горло регрессия началась ранее  $\sim 12.1$  тыс. кал. л. н., что соответствует представлениям (Huges et al., 2015 и др.) о его более раннем, по сравнению с побережьем Кольского полуострова, освобождении от ледника. Однако дата начала регрессии радиоизотопными методами не определена.

Предельную величину понижения ОУМ (до — 20 м над у. м.) определяют (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991; Соболев, 2008) по положению уступа абразионно-аккумулятивной террасы на дне пролива и находкам торфа на ее поверхности (скв. 12–81 на рис. 1). Однако время накопления торфа было определено по спорово-пыльцевым данным, и, таким образом, глубину и хронологию регрессии можно оценить только ориентировочно (рис. 7).

Уровень моря вновь достиг современного  $\sim 9.5$  тыс. кал. л. н., что было подтверждено (Шилова и др., 2019) данными диатомового анализа и датирования отложений у м. Инцы (т. 335, табл. 1, рис. 7). Повышение ОУМ и резкое уменьшение продолжительности ледового периода в интервале  $\sim 9.8$ –9.3 тыс. кал. л. н. (Новичкова, 2008) привело, по-видимому, к активизации размыва берега.



**Рис. 7.** Изменения относительного уровня моря на восточном берегу пролива Горло на участке м. Инцы – озеро Средняя Треть – устье р. Ручьи.

(а) – индикаторы положения ОУМ. Даты из отложений, накопившихся: выше уровня моря: 1 – озерно-болотные отложения (торф), 2 – озерно-болотные и эоловые отложения (переслаивание торфа и песка; пресноводный комплекс диатомей); в переходных условиях: 3 – отложения постизоляционного водоема (алевриты и глины, содержание ОВ быстро увеличивается; диатомей отсутствуют); 4 – отложения осушек и маршей (пески, алевриты, торф) (по Шилова и др., 2019); сформировавшиеся в прибрежно-морских условиях: 5 – отложения литорали (песок, преобладают морские виды диатомей) (по Шилова и др., 2019). Литологические характеристики и возраст образцов приведены в (табл. 1). Кривая изменения относительного уровня моря: 6 – обоснована датами и результатами диатомового анализа; 7 – предполагаемая. В современной береговой зоне: 8 – уровень моря в малую воду, 9 – уровень моря в полную воду, 10 – максимальная высота штормовых нагонов. 11 – этапы изменения ОУМ по (Корсакова, 2022): I – позднеледниковая трансгрессия; II – гляциоизостатическая регрессия; ранне-среднеголоценовая трансгрессия: III – начало, IV – завершение; V – позднеголоценовая регрессия.

(б) – 12 – продолжительность ледового периода на акватории (месяцы). Горизонтальной линией показаны современные значения (Новичкова, 2008).

**Fig. 7.** Relative Sea Level dynamics of the Gorlo Strait in the area of Cape Intsy – Srednyaya Tret' Lake – the mouth of the Ruch'i River.

(а) – Indicators of position of the relative sea level. Dated sediments in the uplifted terrain: 1 – lake-swamp deposits (peat, peaty loam); in transitional conditions, 2 – lacustrine-swamp and aeolian deposits (interlayering of peat and sand, freshwater diatom complex); 3 – deposits of a post-isolation water body (silt and clay; organic matter content is rising rapidly; absence of diatoms); 4 – deposits of tidal flats and marshes (sands, silt, peat) after (Shilova et al., 2019); formed under near-shore marine conditions: 5 – littoral deposits (sand, marine diatom species are dominated) after (Shilova et al., 2019). Lithological characteristics and age of samples are given in (tabl. 1). Curve of changes in relative sea level: 6 – based on dates and results of diatom analysis; 7 – hypothetical. In the modern coastal zone: 8 – mean low water springs, 9 – mean high water springs, 10 – maximum observed storm surge. 11 – stages of sea level change according to (Korsakov, 2022): I – late glacial transgression; II – glacioisostatic regression; Early-Middle-Holocene (Tapes) transgression: III – onset, IV – completion; V – late Holocene regression.

(б) – 12 – The duration of the ice period in the sea (months). The horizontal line shows current values (Novichkova, 2008).

Судя по резкому увеличению в донных отложениях оз. Средняя Треть содержания песка, около ~9.4 тыс. кал. л. н. котловина озера оказалась в зоне ближнего эолового переноса (рис. 1, (в);

рис. 6, (б)), ширина которой в современных условиях составляет 1–2 км (Репкина и др., 2022). Известно, что окончание дегляциации сопровождалось увеличением силы ветров и переувлажнением

флювиогляциальных отложений (Lancaster et al., 2016; Величко и др., 2017 и др.), что отмечено также на Терском берегу Белого моря (Timireva et al., 2022). Однако, несмотря на наличие в ближайших окрестностях котловины оз. Средняя Треть водно-ледниковых песков, содержание песчаных частиц в донных осадках котловины оз. Средняя Треть увеличилось значительно позже, тогда как наиболее древние отложения практически не содержат песка, что может свидетельствовать в пользу поступления песка из береговой зоны (рис. 6). На берегах Мирового океана дальность эолового выноса песка варьирует в зависимости от силы и направления ветров, состава и баланса наносов, а также ландшафтных и геоморфологических условий от сотен метров до нескольких километров (Айбулатов, 1990; Сафьянов, 1996; Выхованец, 2003 и др.). Не исключено, что в раннем голоцене ширина зоны ближнего эолового переноса в районе исследования отличалась от современной.

С повышением ОУМ было связано, вероятно, подтопление котловины, отмеченное в верхах торфа по данным диатомового анализа. Согласно палеоклиматическим реконструкциям (Елина и др., 2000) интервал времени 9.5–9.4 тыс. кал. л. н. не отличался повышенной влажностью, поэтому подтопление котловины в результате подъема ОУМ представляется достаточно вероятным.

*Быстрое повышение и стабилизация ОУМ во время трансгрессии Тапес (9.1–6.7–6.3 тыс. кал. л. н.).* По данным предшествующих исследований “верхняя морская граница” голоценовой трансгрессии находилась на высоте 4 м (Шилова и др., 2019) или 7 м над у. м. (Репкина и др., 2019). Изучение донных отложений оз. Средняя Треть и береговых линий в окрестностях котловины озера позволили разрешить это противоречие.

Судя по высоте тылового шва аллювиально-морской террасы в нижнем течении р. Ручьи, уровень моря во время трансгрессии Тапес не был выше ~5 м над у. м. (рис. 6, рис. 7). В донных отложениях оз. Средняя Треть с максимумом трансгрессии и последующей стабилизацией уровня моря могут быть сопоставлены слоистые органо-минеральные отложения слоя 4, накопившиеся после ~9.1 тыс. кал. л. н. (рис. 6). Состав диатомовых ассоциаций указывает на субэаральные условия их формирования. Скачкообразное уменьшение содержания ОВ до 1.4%,  $C_{\text{общ}}$  до 0.96%,  $N_{\text{общ}}$  до 0.03%, а значения  $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$  до 5 в прослое песчаных алевроитов (скважина ST3; 297–300 см) могут быть объяснены гранулометрическим составом осадков. Ритмичное чередование минеральных и органогенных отложений, а также закономерное уменьшение количества и мощности минеральных прослоев от приморской части котловины (скважина ST2) к ее центру (скважи-

на ST3), связаны, вероятно, с активным эоловым выносом наносов с морского берега (рис. 6). Интенсивному разрушению берега и обильному поступлению песков способствовало уменьшение продолжительности ледового периода (Новичкова, 2008). В условиях потепления климата (Елина и др., 2000) скорость размыва могла быть выше современной за счет термоабразии и термоэрозии. Уменьшение содержания песка на контакте с типичными озерными осадками в скважине ST3 соответствует, вероятно, началу медленного понижения ОУМ ~6.7–6.3 тыс. кал. л. н. (т. 285/927 в табл. 1, на рис. 7), установленному по данным диатомового анализа в районе м. Инцы (Шилова и др., 2019).

При положении ОУМ на высоте ~5 м над у. м. берег ингрессионного залива, сформировавшегося в нижнем течении р. Ручьи, находился в непосредственной близости от котловины озера (рис. 1, (в)). Вероятно, котловина заполнялась пресными водами как в результате гидрологического подпора, так и за счет увеличившейся влажности климата (Елина и др., 2000).

Полученная оценка высоты “верхней морской границы” трансгрессии Тапес ~5 м над у. м. не противоречит результатам предыдущих исследований (Шилова и др., 2019; Репкина и др., 2019). Различия высоты использованных ранее индикаторов изменения уровня моря — аккумулятивных береговых линий (5–7 м над у. м.) и кровли морских отложений, содержащих диатомовые ассоциации, характерные для литорали (4 м над у. м.), находятся в интервале краткосрочных колебаний уровня на современных берегах (до 4 м).

*Незначительные колебания и понижение ОУМ (позже ?6.3 тыс. кал. л. н.).* Слои 5 и 6 донных отложений оз. Средняя Треть представлены типичными озерными осадками и не содержат информации об изменении ОУМ. Для этого интервала времени кривая колебаний уровня (рис. 7) построена по данным диатомового анализа (Шилова и др., 2019) с учетом полученных в данной работе сведений о современных колебаниях уровня моря (рис. 6, (б)).

## ВЫВОДЫ

1. В нижнем течении р. Ручьи выделены две абразионно-эрозионные береговые линии (12–15 и 4–5 м над у. м.). Они очерчивают контуры ингрессионных заливов, существовавших по время позднеледниковой и ранне-среднеголоценовой (Тапес) трансгрессий. Конфигурация береговых линий позволяет предполагать, что котловина оз. Средняя Треть в позднеледниковую трансгрессию располагалась на дне залива, а во время трансгрессии Тапес — в непосредственной близости от его берега.

2. На основе георадиолокационного профилирования, литологического описания, радиоуглеродного датирования (АМС) и аналитических исследований (гранулометрический и диатомовый анализы, определение содержания органического вещества и массовой доли углерода и азота) в донных отложениях оз. Средняя Треть выделено 6 осадочных слоев. Изменения состава и свойств по вертикали и латерали характеризуют изменения относительного уровня моря и условий накопления осадков прибрежного водоема.

Глины и алевроиты, выстилающие дно котловины (слои 1 и 2), накопились ранее ~12.1 тыс. кал. л. н. при повышении ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии и его последующего понижения в начале гляциоизостатической регрессии. Соотношение C/N (4–11.9) не противоречит условиям накопления отложений на периферии крупного приледникового водоема вблизи устья реки.

Торф, иногда с существенными включениями минеральных частиц (слой 3), накопился ~10.5–9.1 тыс. кал. л. н. в осушенной котловине озера во время регрессии раннего голоцена и в начале голоценовой трансгрессии. Увеличение содержания песков на приморском борту котловины (~9.4 тыс. кал. л. н.) может свидетельствовать о приближении береговой линии к котловине озера и высоком положении относительного уровня моря.

Отложения слоев 4–6 – слоистые органо-минеральные осадки, гиттия, илы и пески, накапливались в условиях пресноводного водоема. На их распределение в котловине озера влияли поступление эоловых песков с морского берега и колебания уровня грунтовых вод. На приморском борту котловины во время максимума голоценовой трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) и последующей стабилизации уровня на ~5 м над у. м. формировались слоистые органо-минеральные отложения, а в центре котловины и на южной периферии озера – гиттия с включениями песка (слой 4). Отложения слоев 5 и 6 накапливались, по-видимому, после понижения уровня моря ~6.7–6.3 тыс. кал. л. н. Вблизи берега моря они представлены песком, а на остальной части котловины – гиттией и илами.

3. Изменения относительного уровня моря на восточном побережье Горла Белого моря в районе м. Инцы – устья р. Ручьи представляются следующим. Позднеледниковая трансгрессия завершилась ранее ~12.1 тыс. кал. л. н., а ее относительный уровень был не выше ~15 м над у. м. После глубокой (до –20 м) регрессии уровень моря в начале ранне-среднеголоценовой трансгрессии Тапес (~9.5 тыс. кал. л. н.) приблизился к современному, а в максимум трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) находился на высоте ~5 м над у. м.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при поддержке проектов ГЗ ИГ РАН FMGE-2019-0005 (геоморфологические исследования, георадиолокационные исследования), ГЗ № 2023-2025 VRFY-2023-0010 (палеолимнологические исследования), ГЗ № 121040100323-5 (съемка БПЛА, DGPS), ГЗ № 121051100167–1 (диатомовый анализ) и РНФ № 22-27-00499 (аналитические исследования кернов).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айбулатов Н.А. (1990). Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат. 271 с.
- Архипкин В.С., Добролюбов С.А., Мысленков С.А. и др. (2015). Волновой климат Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Соколатова. Т. 1. М.: Лига-Вент. С. 48–58.
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. (2012). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Л. Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 302 с.
- Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. (2015). Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. Т. 55. № 1. С. 139–146. <https://doi.org/10.7868/S0030157415010013>
- Беляев Н.А. (2015). Органическое вещество и углеводородные маркеры Белого моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук М.: ИО РАН. 24 с.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В. и др. (2017). История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и в начале голоцена // Лед и снег. Вып. 57. № 3. С. 391–416.
- Выхованец Г.В. (2003). Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт. 368 с.
- Гельман Н.Э., Терентьева Е.А., Шанина Т.М. (1987). Методы количественного органического элементного микроанализа. М.: Химия. 292 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море (1991) / Под ред. Б.Х. Глуховского, Ф.С. Терзиева. Л.: Гидрометеиздат. 240 с.
- Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В. (2007). История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. № 67. С. 54–65.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. (2000). Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 242 с.
- Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В. и др. (2022). Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 898–913. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Зоренко Т.Н., Ершов Л.А., Затульская Т.Ю. (1993). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Серия Онежская. Ли-

- сты Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 56 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. (1999). Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС. 299 с.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я. и др. (2005). Последниковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского шита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН. С. 15–25.
- Кондрин А.Т., Кораблина А.Д., Архипкин В.С. (2018). Результаты численного моделирования штормовых нагонов в Белом море // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. № 2. С. 43–52.
- Корсакова О.П. (2022). Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического шита в неоплейстоцене и голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 883–897. <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Лаврова М.А. (1960). Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР. 233 с.
- Леин А.Е., Лисицын А.П. (2017). Процессы раннего диагенеза в арктических морях (на примере Белого моря) // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. С. 512–555.
- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. (1986). Методы определения осадочных пород. Л.: Недра. 240 с.
- МИ № 88-16365-010-2017 Донные отложения водоемов. Определение гранулометрического состава ситовым и пипеточным методами. Введена 26.12.2017. (2017). Архангельск. 12 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. (1977). Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 236 с.
- Немировская И.А., Будько Д.Ф. (2023). Органические соединения и металлы в осадках отделившихся водоемов Кандакшского залива Белого моря // Геохимия. Т. 68. № 2. С. 197–216.
- Новичкова Е.А., Рейхард Л.Е., Лисицын А.П. и др. (2017). Новые данные по истории развития Двинского залива Белого моря в голоцене // ДАН. Т. 474. № 3. С. 365–369. <https://doi.org/10.7868/S086956521715021X>
- Оборин С.В., Шукин И.А., Соболев В.М. (1991). Геологическое строение и полезные ископаемые Горла Белого моря. Отчет Морской геолого-геофизической партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000, проведенных в 1988–1991 годах. Новодвинск: ГП “Архангельскогеология”. 289 с.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. (1971). Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей // Геоморфология. № 3. С. 57–62.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. (2014). Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. Т. 454. № 4. С. 467–473. <https://doi.org/10.7868/S0869565214040203>
- Предрасчет приливов. [Электронный ресурс]. URL: <http://portal.esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/tides> (дата обращения: 17.05.2023)
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. (2017). Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конохова // Тр. КарНЦ РАН. № 8. С. 1–19.
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. (2019). Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 6. СПб.: ААНИИ. С. 146–153. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л. и др. (2022). Антропогенные изменения эоловых процессов на побережье Белого моря // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 1046–1062. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Репкина Т.Ю. и др. (2017). Современный климат северо-западного Беломорья и острова вечной мерзлоты // Изучение, рациональное использование и охрана природных ресурсов Белого моря. СПб: Зоологический институт РАН. С. 169–172.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. (2017). Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Сафьянов Г.А. (1996). Геоморфология морских берегов. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 400 с.
- Соболев В.М. (2008). Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ. С. 144–156.
- Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. (1995). Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельфокеан. М.: МГУ. С. 120–129.
- Старовойтов А.В. (2008). Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие. М.: МГУ. 192 с.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Научная монография. СПб: РГПУ им. А.И. Герцена. 339 с.
- Тимирева С.Н., Филимонова Л.В., Зюганова И.С. и др. (2022). Изменения окружающей среды Терского берега Белого моря (Кольский полуостров) в голоцене по данным комплексного изучения болота Кузоменский мох // Геоморфология. № 3. С. 39–50. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Толстоброва А.Н., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. (2022). Позднеледниково-голоценовая стратиграфия донных отложений из котловин малых изолированных озер баренцевоморского побережья (Кольский регион) // Вестник геонаук. № 6. С. 26–37. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.6.3>
- Хатчинсон Д. (1969). Лимнология. Географические, физические и химические характеристики озер. М.: Прогресс. 591 с.
- Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. (2019). Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // ДАН. Т. 488. № 6. С. 661–666. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524886661-666>
- Яндекс-Карты. [Электронный ресурс]. URL: <https://yandex.ru/maps/> (дата обращения: 01.01.2023)

- Agafonova E., Polyakova Y., Novichkova Y. (2020). The diatom response to Postglacial environments in the White Sea, the European Arctic // *Marine Micropaleontology*. Vol. 161. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101927>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Bird E.C.F. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction*. Second edition. Chichester, Hoboken, NJ: Wiley. 411 p.
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. et al. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. Vol. 35. P. 425–433.
- Donner J., Eronen M., Jungner H. (1977). The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 31. Iss. 3. P. 103–128. <https://doi.org/10.1080/00291957708552013>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM) [Электронный ресурс]. URL: <https://www.fathom.global/product/fabdem/> (дата обращения: 01.02.2023).
- Heiri O., Lotter A., Lemeke 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>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1 // *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Khan N.S., Vane C.H., Engelhart S.E. et al. (2019). The application of  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC and C/N geochemistry of mangrove sediments to reconstruct Holocene paleoenvironments and relative sea levels, Puerto Rico // *Marine Geology*. Vol. 415. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105963>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022a). Chapter 12 – European Russia: glacial landforms during deglaciation // *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 105–110. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022b). Chapter 31 – European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial // *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and late postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (Northern Karelia) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 24 (3). P. 294–312. <https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia) // *Quat. Int.* P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material // *Earth-Sci. Rev.* Vol. 75. Iss. 1–4. P. 29–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lancaster N., Wolfe S., Thomas D. et al. (2016). The INQUA Dunes Atlas chronologic database // *Quat. Int.* Vol. 410. Part B. P. 3–10.
- Larsen E., Kjar K.H., Demidov I.N. et al. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424. <https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. (2019). Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White sea) // *INQUA 2019 Abstracts*. P–3007.
- Lunkka J.-P., Putkinen N., Miettinen A. (2012). Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the younger Dryas stadial // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 37. P. 26–37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.023>
- Meyers P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter // *Chemical Geology*. Vol. 114 (3–4). P. 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // *Fennia*. Bd. XVI. No. 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. Vol. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rosentau A., Klemann V., Bennike O. et al. (2021). A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 266. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107071>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended  $^{14}\text{C}$  Data Base and Revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  Age Calibration Program // *Radiocarbon*. Vol. 35. No. 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S003822200013904>
- White Sea map ru.png [Электронный ресурс]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (дата обращения: 01.01.2022).
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu. et al. (2020). Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>

# RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE OF THE WHITE SEA IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE: CASE STUDY OF THE SREDNYAYA TRET' LAKE, EASTERN COAST OF THE GORLO STRAIT<sup>4</sup>

T. Yu. Repkina<sup>a,#</sup>, Yu. A. Kublitskiy<sup>b,##</sup>, P. A. Leontiev<sup>b,###</sup>, A. L. Gurinov<sup>a,c,####</sup>, E. A. Vakhrameeva<sup>d,#####</sup>, G. N. Losyuk<sup>d,#####</sup>, O. S. Shilova<sup>e,#####</sup>, and N. N. Lugovoy<sup>a,e,#####</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>c</sup>*Higher School of Economics, the Faculty of Geography and Geoinformation Technology, Moscow, Russia*

<sup>d</sup>*N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

<sup>e</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: t-repkina@yandex.ru*

<sup>##</sup>*E-mail: uriy\_87@mail.ru*

<sup>###</sup>*E-mail: barograph@yandex.ru*

<sup>####</sup>*E-mail: gurinov.artem@gmail.com*

<sup>#####</sup>*E-mail: vakhr-elena@yandex.ru*

<sup>#####</sup>*E-mail: glosyuk@yandex.ru*

<sup>#####</sup>*E-mail: o.olyunina@mail.ru*

<sup>#####</sup>*E-mail: lugovoy-n@yandex.ru*

The relative sea-level changes for the time interval of ~12.1–9.1 ka cal BP were reconstructed on the eastern coast of the Gorlo Strait using the results of paleolimnological, GPR and geomorphological analyses conducted in the basin of the Srednyaya Tret' Lake (7.3 m a.s.l., 66.014009° N, 41.086294° E), as well as UAV surveying of the lake surroundings. Bottom sediments of the lake were studied from the four core sections and correlated with each other according to the results of GPR data interpretation. Lithostratigraphic descriptions of bottom sediment cores, grain-size and diatom analyses, radiocarbon dating (AMS), determination of LOI, C<sub>org</sub> content and C<sub>org</sub>/N<sub>org</sub> ratio were performed. We present the reconstruction of the coastlines at heights of 4–5 and 12–15 m formed by currents and/or wave processes within the lower Ruch'i River valley and Srednyaya Tret' Lake according to field observations and interpretation of space images. As a result, the position of the relative sea-level and the chronology of the Late Glacial (Younger Dryas) transgression and the early stages of the Holocene (Tapes) transgression were refined. Late glacial transgression finished earlier than ~12.1 ka cal BP, and its relative level was probably no higher than 15 m a.s.l. After a deep regression, the relative sea-level approached the modern again ~9.5 ka cal BP, and at the Tapes transgression maximum (~9.1 ka cal BP) it was near the lake runoff threshold (~5 m). Though the coastline was near the lake basin, sea waters never entered the lake. Sands, carried by the wind, accumulated in the part of the basin facing the coast. The the Srednyaya Tret' Lake basin was gradually filled by fresh water according to the results of diatom analysis.

**Keywords:** relative sea-level, late glacial transgression, paleolimnological studies, ground penetrating radar (GPR), grain-size analysis, organic matter content, C<sub>org</sub>/N<sub>org</sub>, geochronology, the White Sea (the Winter Coast)

## ACKNOWLEDGEMENTS

The studies were supported by the state assignment of the IG RAS FMGE-2019-0005 (geomorphological studies, ground penetrating radar studies), by the state assignment No. 2023-2025 VRFY-2023-0010 (paleolimnological studies), by the state assignments No. 121040100323-5 (UAV survey, DGPS) and No. 121051100167-1 (diatom analysis), the analytical studies of cores were conducted with the support of Russian Science Foundation Project No. 22-27-00499.

## REFERENCES

- Agafonova E., Polyakova Y., Novichkova Y. (2020). The diatom response to Postglacial environments in the White Sea, the European Arctic. *Marine Micropaleontology*. Vol. 161. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101927>
- Aibulatov N.A. (1990). Dinamika tverdogo veshchestva v shel'fovoi zone (Dynamics of solid matter in the shelf zone). Leningrad: Gidrometizdat (Publ.). 271 p. (in Russ.)

<sup>4</sup> For citation: Repkina T.Yu., Kublitskiy Yu.A., Leontiev P.A. et al. (2023). Relative sea-level change of the White Sea in the Late Glacial and Holocene: case study of the Srednyaya Tret' Lake, eastern coast of the Gorlo Strait. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 105–130. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>; <https://elibrary.ru/HMZBFW>

- Arkhipkin V.S., Dobrolyubov S.A., Myslenkov S.A. et al. (2015). Wave climate of the White Sea. *Izmeneniya klimata i sotsial'no-ekonomicheskii potentsial Russiiskoi Arktiki*. S.A. Sokratov (Ed.). Vol. 1. M.: Liga-Vent (Publ.). P. 48–58.
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu.B., Voinova O.A. et al. (2012). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Baltiiskaya. L. Q-37 – Arkhangel'sk. Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of Russian Federation on a Scale of 1:1000000. Baltic Ser. Sheet Q-37 – Arkhangel'sk. Explanatory Letter). 3d ed. St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). 302 p. (in Russ.)
- Badyukova E.N., Solovieva G.D. (2015). Coastal eolian landforms and sea level fluctuations. *Oceanology*. Vol. 55. No. 1. C. 124–130.  
<https://doi.org/10.1134/S0001437015010014>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 199. P. 188–205.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Belyaev N.A. (2015). Organicheskoe veshchestvo i uglevodorodnye markery Belogo morya (Organic matter and hydrocarbon markers of the White Sea). PhD thesis. Moscow: IO RAS (Publ.). 24 p. (in Russ.)
- Bird E.C.F. (2008). Coastal geomorphology: an introduction. Second edition. Chichester, Hoboken, NJ: Wiley. 411 p.
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Post-glacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. et al. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. P. 425–433.
- Donner J., Eronen M., Jungner H. (1977). The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 31. Iss. 3. P. 103–128.  
<https://doi.org/10.1080/00291957708552013>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema (Publ.). P. 195–209.
- Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K. (2000). Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) (Late Glacial and Holocene of Eastern Fennoscandia (paleovegetation and paleogeography)). Petrozavodsk: Karel'skii NTs RAN (Publ.). 242 p. (in Russ.)
- FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM) [Electronic data]. Access way: <https://www.fathom.global/product/fabdem/> (access date: 01.02.2023).
- Gelman N.E., Terentyeva E.A., Shanina T.M. (Eds.). (1987). Metody kolichestvennogo organicheskogo elementnogo mikroanaliza (Methods of quantitative organic elemental microanalysis). Moscow: Khimia (Publ.) 292 p. (in Russ.)
- Glukhovskiy B.Kh., Terziyev F.S. (Eds.). (1991). Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei SSSR. T. II. Beloe more (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. T. II. White Sea). Leningrad: Gidrometizdat (Publ.). 240 p. (in Russ.)
- Hatchinson D. (1969). Limnologiya. Geograficheskie, fizicheskie i khimicheskie kharakteristiki ozer (Limnology. Geographical, Physical and Chemical Characteristics of Lakes). Moscow: Progress (Publ.). 591 p. (in Russ.)
- Heiri O., Lotter A., Lemeke 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>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kaplin P.A., Selivanov A.O. (1999). Izmenenie urovnei morei Rossii i razvitiye beregov (Changing the levels of the Russian seas and the development of the coast). Moscow: GEOS (Publ.). 299 p. (in Russ.)
- Khan N.S., Vane C.H., Engelhart S.E. et al. (2019). The application of  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC and C/N geochemistry of mangrove sediments to reconstruct Holocene paleoenvironments and relative sea levels, Puerto Rico. *Marine Geology*. Vol. 415.  
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105963>
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Meller J. et al. (2005). Post-Glacial glacioisostatic movements in the North-East of the Baltic Shield. *Novye dannye po geologii i poleznym iskopaemym Kol'skogo poluoostrova*. Apatity: KSC RAS (Publ.). P. 15–25. (in Russ.)
- Kondrin A.T., Korablina A.D., Arkhipkin V.S. (2018). Rezul'taty chislennogo modelirovaniya shtormovykh nagonov v Belom more (Results of numerical modeling of storm surges in the White Sea). *Moscow University Bulletin. Series 5. Geography*. 2018. No. 2. P. 43–52. (in Russ.)
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022a). Chapter 12 – European Russia: glacial landforms during deglaciation. Palacios D., Hughes P.D., Garcia-Ruiz J.M., Andres N. (Eds.). *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 105–110.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022b). Chapter 31 – European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. Palacios D., Hughes P.D., Garcia-Ruiz J.M., Andres N. (Eds.). *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 305–310.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P. (2022). White Sea coasts within Fennoscandian crystal Shield in the Neopleistocene and Holocene. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Vol. 86. No. 6. P. 883–897. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and late postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (Northern Karelia). *Stratigraphy and Geological Cor-*

- relation. Vol. 24(3). P. 294–312.  
<https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* P. 79–95.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 75. No. 1–4. P. 29–57.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lancaster N., Wolfe S., Thomas D. et al. (2016). The INQUA Dunes Atlas chronologic database. *Quat. Int.* Vol. 410. Part B. P. 3–10.
- Larsen E., Kjar K.H., Demidov I.N. et al. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.  
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lavrova M.A. (1960). Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluoostrova (Quaternary Geology of the Kola Peninsula). Moscow-Leningrad: AN SSSR (Publ.). 233 p. (in Russ.)
- Lein A.Y., Lisitsyn A.P. (2017). Protsessy rannego diageniza v arkticheskikh moryakh (na primere Belogo morya) (Processes of early diagenesis in the Arctic seas (on the example of the White Sea)). *The White Sea system. Vol. IV*. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 512–555. (in Russ.)
- Logvinenko N.V., Sergeeva E.I. (1986). Metody opredeleniya osadochnykh porod (Methods for the determination of sedimentary rocks). Leningrad: Nedra (Publ.). 240 p. (in Russ.)
- Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. (2019). Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White sea). *INQUA 2019 Abstracts*. P–3007.
- Lunkka J.-P., Putkinen N., Miettinen A. (2012). Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the younger Dryas stadial. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 37. P. 26–37.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.023>
- Meyers P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*. Vol. 114(3–4). P. 289–302.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- MI No. 88–16365–010–2017 Donnye otlozheniya vodoemov. Opredelenie granulometricheskogo sostava sitovym i pipetchnym metodami (Bottom sediments of water bodies. Determination of particle size distribution by sieve and pipette methods). Introduced on December 26, 2017. (2017) Arkhangelsk. 12 p. (in Russ.)
- Nemirovskaya I.A., Budko D.F. (2023). Organicheskie soedineniya i metally v osadkakh otdelyayushchikhsya vodoemov Kandalakshskogo zaliva Belogo morya (Organic compounds and metals in sediments of separated water bodies of the Kandalaksha Bay of the White Sea). *Geohimiya*. Vol. 68. No. P. 197–216. (in Russ.)
- Nevessky E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977). Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (White Sea. Sedimentogenesis and history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.)
- Novichkova Y.A., Reikhard L.Y., Lisitzin A.P. et al. (2017). New data on the Holocene evolution of the Dvina Bay (White Sea). *Dokl. Earth Sc.* Vol. 474. P. 607–611.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X17050233>
- Oborin S.V., Shchukin I.A., Sobolev V.M. (1991). Geological Structure and Minerals of the White Sea Gorlo Strait. *Otchet Morskoi geologo-geofizicheskoi partii o rezul'tatakh geologo-s'emochnykh rabot masshtaba 1:200000, provedennykh v 1988–1991 godakh*. Novodvinsk: Arkhangelskogeologiya (Publ.). 289 p. (in Russ.)
- Pobedonostsev S.V., Rozanov L.L. (1971). Modern vertical movements of the coasts of the White and Barents Seas. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 57–62. (in Russ.)
- Polyakova Y.I., Novichkova, Y.A., Lisitzin A.P. et al. (2014). Modern data on the biostratigraphy and geochronology of White Sea sediments. *Dokl. Earth Sci.* Iss. 454. No. P. 169–174.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X14020032>
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia*. Bd. XVI. No. 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Yu., Lugovoi N.N., Gurinov A.L. et al. (2022). Anthropogenic changes in eolian processes on the coast of the White Sea. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Iss. 86. No. 6. P. 1046–1062. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S. et al. (2019). Southeastern coast of the Gorlo Strait of the White Sea in the Holocene: relief, sediments, dynamics. *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktika i Severo-Zapada Rossii. Vol. 6*. St. Petersburg: AANII (Publ.). P. 146–153. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Subetto D.A. et al. (2017). Morphodynamics of the shores of the northwestern Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene. Guba Konyukhova. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. No. 8. P. 1–19. (in Russ.)
- Romanenko F.A., Shilovtseva O.A., Repkina T.Yu. et al. (2017). Modern climate of the northwestern White Sea and permafrost islands. *Izuchenie, ratsional'noe ispol'zovanie i okhrana prirodnnykh resursov Belogo morya. St. Petersburg: Zoological Institute RAS* (Publ.). P. 169–172. (in Russ.)
- Rosentau A., Klemann V., Bennike O. et al. (2021). A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 266. P. 1–19.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107071>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R. et al. (2017). Quaternary sediments of the White Sea and the history of the development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene – Holocene. *The White Sea system. Vol. IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 84–127. (in Russ.)

- Safyanov G.A. (1996). Geomorfologiya morskikh poberezhii (Geomorphology of sea coasts). Tutorial. M.: Publishing House of Moscow State University (Publ.). 400 s.
- Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu. (2019). Holocene deposits of the southeastern coast of the Gorlo Strait (White Sea): new data of diatom and radiocarbon analyses. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 488. No. 6. P. 1259–1263. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19100258>
- Sobolev V.M. (2008). Composition, stratigraphy of the Late Quaternary deposits of the Gorlo Strait of the White Sea and the main features of its paleogeography. *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena. Vol. 2.* Moscow: MGU (Publ.). P. 144–156. (in Russ.)
- Sobolev V.M., Aleshinskaya Z.V., Polyakova Ye.I. (1995). New data on the paleogeography of the White Sea in the Late Pleistocene-Holocene. A.A. Svitoch (Ed.). *Korrel'yatsiya paleogeograficheskikh sobytii: Materik–Shel'f–Okean.* Moscow: MGU (Publ.). P. 120–129. (in Russ.)
- Starovoitov A.V. (2008). Interpretatsiya georadiolokatsionnykh dannykh. Uchebnoe posobie (Interpretation of Geo-Radar Data. Training Manual). Moscow: MGU (Publ.). 192 p. (in Russ.)
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended  $^{14}\text{C}$  Data Base and Revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  Age Calibration Program. *Radiocarbon.* Vol. 35. No. 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Subetto D.A. (2009). Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii (Bottom Sediments of Lakes: Paleolimnological Reconstructions). St. Petersburg: RGPU (Publ.). 339 p. (in Russ.)
- Tide prediction. (Predraschet prilivov.) [Electronic resource]. URL: <http://portal.esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/tides> (Accessed 05/17/2023)
- Timireva S.N., Filimonova L.V., Zyuganova I.S. et al. (2022). Environmental changes in the Tersky Coast of White Sea (Kola Peninsula) during the Holocene inferred from multi-proxy study of the Kuzomen Moch peatland. *Geomorfologiya.* No. 3. P. 39–50. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Tolstobrova A.N., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S. (2022). The late-glacial – Holocene stratigraphy of bottom sediments from small isolated lakes in the Barents Sea coast (Kola region). *Vestnik geonauk.* No. 6. P. 26–37. (in Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.6.3>
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. (2017). History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Led i Sneg (Ice and Snow).* Vol. 57. No. 3. P. 391–416. (in Russ.)
- Vykhovanets G.V. (2003). Eolovyi protsess na morskome beregu (Aeolian process on the seashore). Odessa: Astroprint (Publ.). 368 p. (in Russ.)
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (date of the application 01.01.2022).
- Yandex-Maps. [Electronic resource]. URL: <https://yandex.ru/maps/> (date of the application: 01.01.2023)
- Yevzerov V.Ya., Korsakova O.P., Kolka V.V. (2007). The history of the development of marine basins in the White Sea depression over the past 130 thousand years (state of the issue and prospects for research). *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda.* No. 67. P. 54–65. (in Russ.)
- Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Ruchkin M.V. et al. (2022). The Southeastern White Sea Coast in the Late Pleistocene. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya.* Iss. 86. No. 6. P. 898–913. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu. et al. (2020). Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
- Zorenko T.N., Ershov L.A., Zatulskaya T.Yu. (1993). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1:200 000. Seriya Onezhskaya. Listy Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Ob"yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of Russian Federation on a Scale of 1:200 000. Onega Ser. Sheets Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Explanatory Letter). St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). 56 p. (in Russ.)

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89.551.8:574→556.55(470.111)

СООБЩЕСТВА CLADOCERA ОЗЕРА АРКТО-ПИМБЕРТО (НЕНЕЦКИЙ АО)  
В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ<sup>#</sup>© 2023 г. Н. М. Нигматуллин<sup>1,\*</sup>, Л. А. Фролова<sup>1</sup><sup>1</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

\*E-mail: NiMNigmatullin@kpfu.ru

Поступила в редакцию 31.01.2023 г.

После доработки 05.07.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Проведен анализ сообществ субфоссильных Cladocera (Branciopoda; Crustacea) колонки донных отложений озера Аркто-Пимберто, расположенного в Малоземельской тундре в дельте реки Печоры (северо-восток Европейской части России). Колонка донных отложений длиной 95 см отобрана в наиболее глубокой центральной части озера и охватывала период среднего и позднего голоцена. В исследованном керне были идентифицированы остатки 17 таксонов ветвистоусых ракообразных. Большинство выявленных субфоссильных остатков принадлежали пелагическим видам, обитавшим в глубоководной открытой части озера. По зоогеографическому районированию преобладали таксоны, широко распространенные в Палеарктике и в Голарктике. Обнаруженные фрагменты остатков *Rhynchotalona falcata* и *Alonopsis elongata* указывают на преобладание песчаных грунтов в литорали водоема. В исследованных сообществах отмечалось доминирование *Bosmina* (*Eubosmina*) *longispina* и *Chydorus* cf. *sphaericus*, доля которых незначительно варьировала по всей длине колонки, что свидетельствовало об относительно постоянной структуре сообществ субфоссильных Cladocera. Соотношение пелагических и литорально-фитофильных таксонов изменялось на всем исследованном интервале незначительно. По результатам кластерного анализа состава кладоцерных сообществ выделено четыре основные стратиграфические зоны. В ранней истории осадконакопления в озере наблюдался небольшой пик численности ветвистоусых ракообразных, после чего следовали спад и дальнейший постепенный рост на интервале, представленном верхними горизонтами колонки. В промежутке с 5700 кал. л. н. до 2100 кал. л. н. наблюдалось увеличение числа остатков пелагических организмов, при одновременном уменьшении числа остатков литоральных таксонов, что говорит нам о наличии хорошо развитой пелагической части водоема в то время. Наиболее значительные изменения в составе сообществ отмечены в верхних горизонтах, где наблюдаются увеличение таксономического разнообразия прибрежных организмов и рост концентрации остатков Cladocera в донных отложениях. Индекс видового разнообразия Шеннона-Уивера показал простую организацию сообщества субфоссильных Cladocera. Индекс сапробности по Пантле и Букку характеризует озеро как олигосапробное, этот статус сохранялся на протяжении всей исследованной истории развития водоема.

**Ключевые слова:** дельта Печоры, палеолимнология, Cladocera, кладоцерные сообщества, голоцен**DOI:** 10.31857/S2949178923040072, **EDN:** GUSZUZ

## ВВЕДЕНИЕ

Сообщества гидробионтов северных водоемов особенно чувствительны к антропогенной нагрузке, что ставит нас перед необходимостью уделять больше внимания изучению арктических озер и их биоты (Nigamatzyanova, 2016; Nazarova et al., 2017). Донные отложения озер, как разно-

видность геологических архивов, представляют собой записи, сохраняющие информацию об экологических условиях прошлого и подробные данные об изменении климата на региональном и планетарном уровнях (Andreev et al., 2004; Frolova, 2016). В последние годы значительно возрос интерес к палеоэкологическим, особенно палеолимнологическим исследованиям Северного полушария, что в первую очередь связано с возрастанием общественного интереса к проблеме глобального изменения климата (Subetto et al., 2017). Для разработки прогнозов будущих климатических изменений необходимы палеоэкологические реконструкции высокого разрешения на ос-

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Нигматуллин Н.М., Фролова Л.А. (2023). Анализ изменений субфоссильных сообществ Cladocera донных отложений озера Аркто-Пимберто (Ненецкий АО) в среднем и позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 131–144. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040072>; <https://elibrary.ru/GUSZUZ>

нове долговременных рядов данных по комплексу высокочувствительных индикаторов (Прейс и др., 2016). Послойное исследование донных отложений континентальных водоемов представляет собой один из основных методов исторической экологии, который выявляет качественные и количественные изменения биоценозов во времени (Смирнов, 2010). Биологические объекты, такие, как диатомовые водоросли, споры и пыльца растений, хирономиды, остракоды и ветвистоусые ракообразные (Cladocera), хорошо зарекомендовали себя в качестве палеоиндикаторов экологических условий прошлого (Rautio, 2007; Фролова и др., 2018; Nigmatzyanova et al., 2018; Zinnatova et al., 2018). Субфоссильные остатки Cladocera широко используются в палеореконструкциях (Фролова, Ибрагимова, 2015; Фролова и др., 2018; Frolova et al., 2019; Nigmatullin et al., 2020).

Cladocera (Crustacea: Branchiopoda) являются основным компонентом планктонных и донных сообществ ракообразных озер и мелких водоемов. Они играют решающую роль в передаче углерода и энергии по пищевой цепи. Потребляя в основном бактерии, водоросли и детрит, большинство ветвистоусых ракообразных являются одним из основных компонентов питания многих хищных беспозвоночных, рыб и некоторых других, водных и околоводных позвоночных (Коровчинский и др., 2021). Сообщества субфоссильных Cladocera зарекомендовали себя как чувствительные индикаторы климатических изменений. Температура является одним из важных факторов распространения и обилия ракообразных, поскольку она оказывает прямое влияние на метаболизм и скорость размножения. Кроме температуры, мощными факторами воздействия на кладоцерные сообщества являются: доступность питательных веществ, глубина водоема, наличие макрофитов и хищников (Nevalainen et al., 2011; Frolova et al., 2013; Frolova et al., 2017).

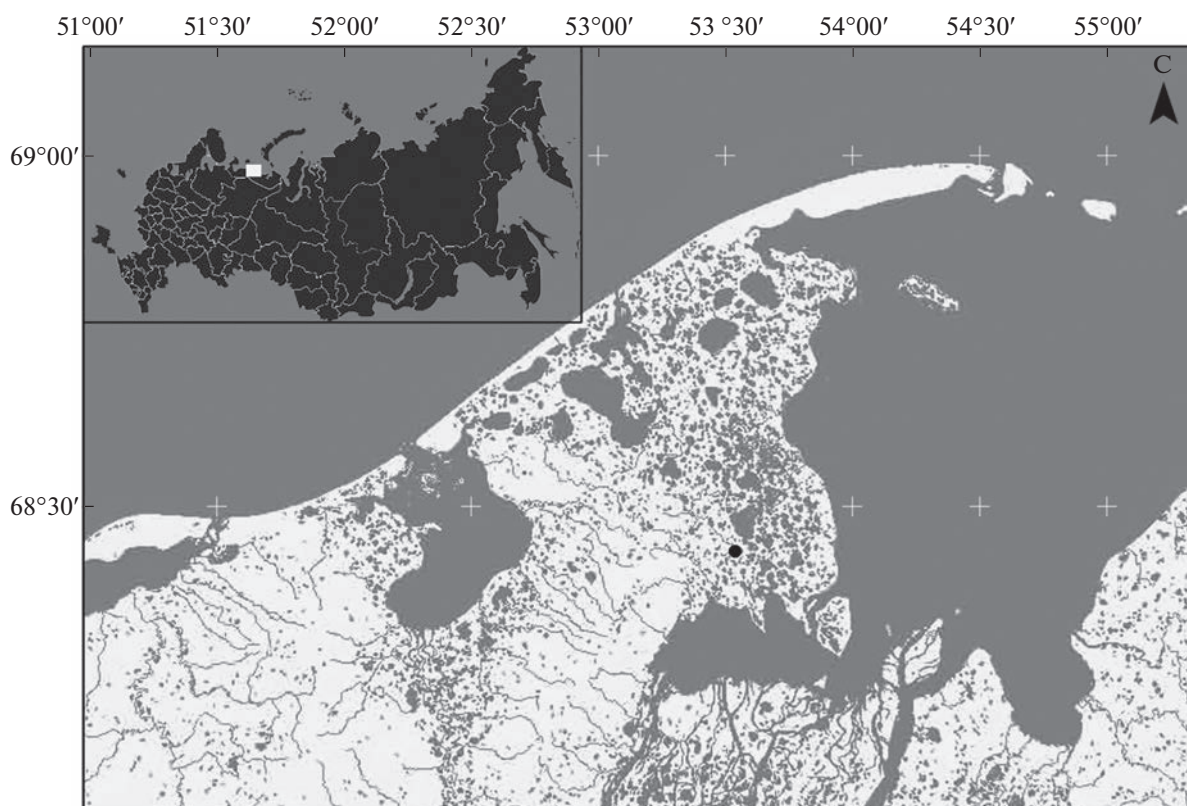
Остатки кладоцер представляют собой одну из основных групп зоологических остатков, часто доминирующих по численности в донных отложениях водоемов (Смирнов, 2010). Экзоскелет погибших кладоцер распадается на головной щит, створки, постабдомен, его коготки, плавательные антенны, мандибулы и торакальные конечности, которые в силу инертности хитина хорошо сохраняются в донных отложениях. Но не все экзоскелетные остатки кладоцер хорошо сохраняются в донных отложениях, некоторые таксономические группы более значимы при проведении палеореконструкций в силу их лучшей сохранности, таковы семейства Chydoridae и Bosminidae. Соотношение остатков планктонных и прибрежных таксонов кладоцер может быть использовано в качестве индикатора изменения уровня воды в озере (Sarmaja-Korjonen, 2000a).

Работ по изучению субфоссильных Cladocera в донных отложениях озер в дельте реки Печоры и прилегающих территорий не так много (Sarmaja-Korjonen et. al., 2003, Frolova et al., 2018; Frolova, Nigmatullin, 2019), что связано с труднодоступностью региона. Так, на озере Ванкавад были реконструированы основные этапы эволюции озера в среднем и позднем голоцене и выявлены основные изменения в комплексе доминантных видов субфоссильных Cladocera (Sarmaja-Korjonen et. al., 2003). Проведены также палеоэкологические исследования в дельте Печоры с использованием остатков диатомовых водорослей (Valieva et al., 2020) и пыльцы (Nigmatzyanova et al., 2020). Кроме того, для региона опубликованы статьи по современным ветвистоусым ракообразным в зоопланктоне (Черевицко и др., 2011; Frolova et al., 2018; Nigmatullin, Frolova, 2019; Nigmatullin et al., 2020).

Территория Ненецкого автономного округа (НАО) в последние несколько десятилетий подвержена значительному техногенному воздействию, что обусловлено ростом числа разрабатываемых месторождений углеводородного сырья и обустройством их инфраструктуры. По этой причине появляется все большая необходимость в оценке техногенного воздействия на водоемы промышленных объектов (Лавриненко, 2018). Необходимы экспертная оценка экологического состояния экосистем и регионов, учет количественных и качественных показателей разнообразия фауны гидробионтов (Фефилова, Кононова, 2019). При этом ряд климатических и исторических важных районов, например, запад Европейской части России, остается малообеспеченным палеоклиматическими данными (Клименко и др., 2001). Цель нашей работы — реконструкция изменения палеоэкологических условий в голоцене в озере Аркто-Пимберто на территории дельты Печоры по результатам анализа субфоссильных остатков Cladocera.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Отбор колонки донных отложений производился сотрудниками Казанского федерального университета в рамках летней научно-исследовательской экспедиции на территории Государственного природного заказника федерального значения “Ненецкий” в августе 2018 г. С помощью пробоотборника Gravity Corer Uwites из наиболее глубокой части озера Аркто-Пимберто (68°26.114' с.ш. 053°32.311' в.д.) (рис. 1) на глубине 9 м была отобрана колонка донных отложений 18-Ре-01С длиной 95 см. Колонка была нарезана послойно с шагом в 1 см. Затем в лабораторных условиях образцы были высушены методом сублимационной сушки. Осадок исследованной



**Рис. 1.** Карта территории исследования дельты р. Печора.  
**Fig. 1.** Map of the studied area in the Pechora River delta.

колонки представлял из себя темно-серый ил с песком.

Озеро для исследования выбирали по следующим критериям: оно должно быть небольшого размера, глубиной более 2 м, чтобы в холодный период года не происходило промерзания грунта; озеро не должно соединяться с другими водоемами и водотоками; без значительного прямого антропогенного воздействия.

В ходе экспедиционных работ фиксировали основные гидрологические, физические и гидрохимические показатели водоема: определяли высоту озера над уровнем моря и площадь озер с помощью GPS-навигатора, максимальную глубину по эхолоту. Кроме того, с использованием мультипараметрового анализатора Multi 3420 SET G WTW были проведены измерения основных гидрохи-

мических параметров озера (рН, удельная электропроводность, абсолютное и относительное содержание растворенного кислорода в воде, соленость, окислительно-восстановительный потенциал и др.). Для более детальных гидрохимических исследований в лабораторных условиях были отобраны пробы воды. Массовые концентрации главных ионов в пробах воды определены методом капиллярного электрофореза в камеральных условиях. Датирование отложений оз. Аркто-Пимберто выполнено с использованием ускорительной масс-спектрометрии (AMS  $^{14}\text{C}$  в лаборатории радиоуглеродного датирования Национального Тайваньского университета (NTUAMS Lab) (г. Тайбей, Тайвань) (табл. 1). Расчет календарного возраста произведен с помощью калибровочной кривой IntCal13 (Reimer et al., 2013).

**Таблица 1.** Радиоуглеродные датировки осадков озера Аркто-Пимберто  
**Table 1.** Radiocarbon dating of the sediments of Lake Arcto-Pimberto

Глубина, см	Название образца	Индексы лаборатории	Возраст, кал. л. н.	Календарный возраст
20–21	18-Pe-01C	NTUAMS-5876b	1259	1180
59–60	18-Pe-01C	NTUAMS-5877	3652	3995
94–95	18-Pe-01C	NTUAMS-5878	5577	6405

Возраст исследуемой колонки донных отложений составил ~6400 лет, т.е. период седиментации охватывает средний и поздний голоцен. Хронологические границы подразделений голоцена приведены согласно (Walker et al., 2012).

Подготовка проб для анализа субфоссильных *Cladocera* осуществлялась по стандартной методике (Korhola, Rautio, 2001). Образцы для исследования отбирали с шагом через 1 см. В термостабильную посуду объемом 250 мл помещали навеску сухого образца весом 0.1–0.2 г, растворяли в 10% КОН и нагревали до 75 °С в течение 30 мин. Полученную суспензию промывали через сито ячеей 50 мкм. Готовые пробы окрашивали сафранином и фиксировали спиртом для предотвращения гнилостных процессов.

Пробы просматривались под световым микроскопом Carl Zeiss Axio labA1 при 100–400 кратном увеличении. Все обнаруженные остатки были идентифицированы и подсчитаны (не менее 100 экземпляров на один подобразец). Подсчитывались постабдомены, постабдоменальные коготки, головные щиты, эфиппии и хвостовые иглы. Максимальное число встреченных фрагментов организма принималось за количество экземпляров. Идентификация встреченных остатков осуществлялась при помощи специализированных определителей современных (Мануйлова, 1964; Смирнов, 1971; Flössner, 2000; Котов и др., 2010; Коровинский и др., 2021) и субфоссильных *Cladocera* (Szeroczyńska, Sarmaja-Korjonen, 2007), а также по публикациям по отдельным родам (Синев, 2002).

Для анализа структуры сообществ субфоссильных *Cladocera* был вычислен индекс видового разнообразия Шеннона-Уивера (Shannon, Weaver, 1963). Для оценки состояния воды в озере в разные периоды его развития был вычислен индекс сапробности по Пантле и Букка (Pantle, Buck, 1955). Доминантов выделили по шкале Любарского (Любарский, 1974). Степени доминирования выделяются следующим образом: 0–4% — малозначимый вид; от 4–16% — второстепенный вид; 16–36% — субдоминант; 36–64% — доминант; 64–100% — абсолютный доминант. Стратиграфические зоны в колонке были выделены по результатам кластерного анализа CONISS программы Tilia 2.6.1.

## РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследований расположен за полярным кругом, в дельте р. Печоры (северо-восток Европейской России). Печора имеет длину 1809 км и площадь бассейна 322000 км<sup>2</sup>. Русло реки распадается на рукава, протоки и образует много островов разной величины и формы. Острова в северной части дельты имеют плоский рельеф с

большим числом озер (Минеев, Минеев, 2002). Сложный ландшафт и гидрографическая сеть устьевой области Печоры, а также присутствие краевого эффекта, обеспеченного границами водных и наземных сред, позволяют предположить наличие здесь высокого водного биоразнообразия (Фефилова, Кононова, 2018).

В бассейне Печоры насчитывается более 60 тыс. озер, с общей площадью водной поверхности — 4019 км<sup>2</sup> (Никонова, 2015; Коковкин, 2016). В дельте Печоры повсеместно распространены преимущественно малые и средние озера термокарстового происхождения, большинство из них располагаются в бессточных понижениях. В весенний период избыток воды, как правило, сбрасывается временными водотоками (Никонова, 2016). Также распространены постепенно заболачивающиеся старицы. По гидрохимическим параметрам воды озера относятся к слабоминерализованному гидрокарбонатному классу кальциевой группы (Никонова, 2016).

Исследуемое озеро Аркто-Пимберто (68°26.114' с.ш. 53°32.311' в.д.) располагается в 12 км к северо-востоку от полуострова Костяной нос, имеет округлую форму, широкую мелководную часть и в центре глубоководную. Озеро отличается от близлежащих водоемов своей глубиной — максимальная глубина озера 9 м, тогда как средняя глубина озер вокруг около 2 м и располагается в высокой местности, которая не затопливается рекой или Коровинской губой.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты гидрохимического исследования приведены в табл. 2.

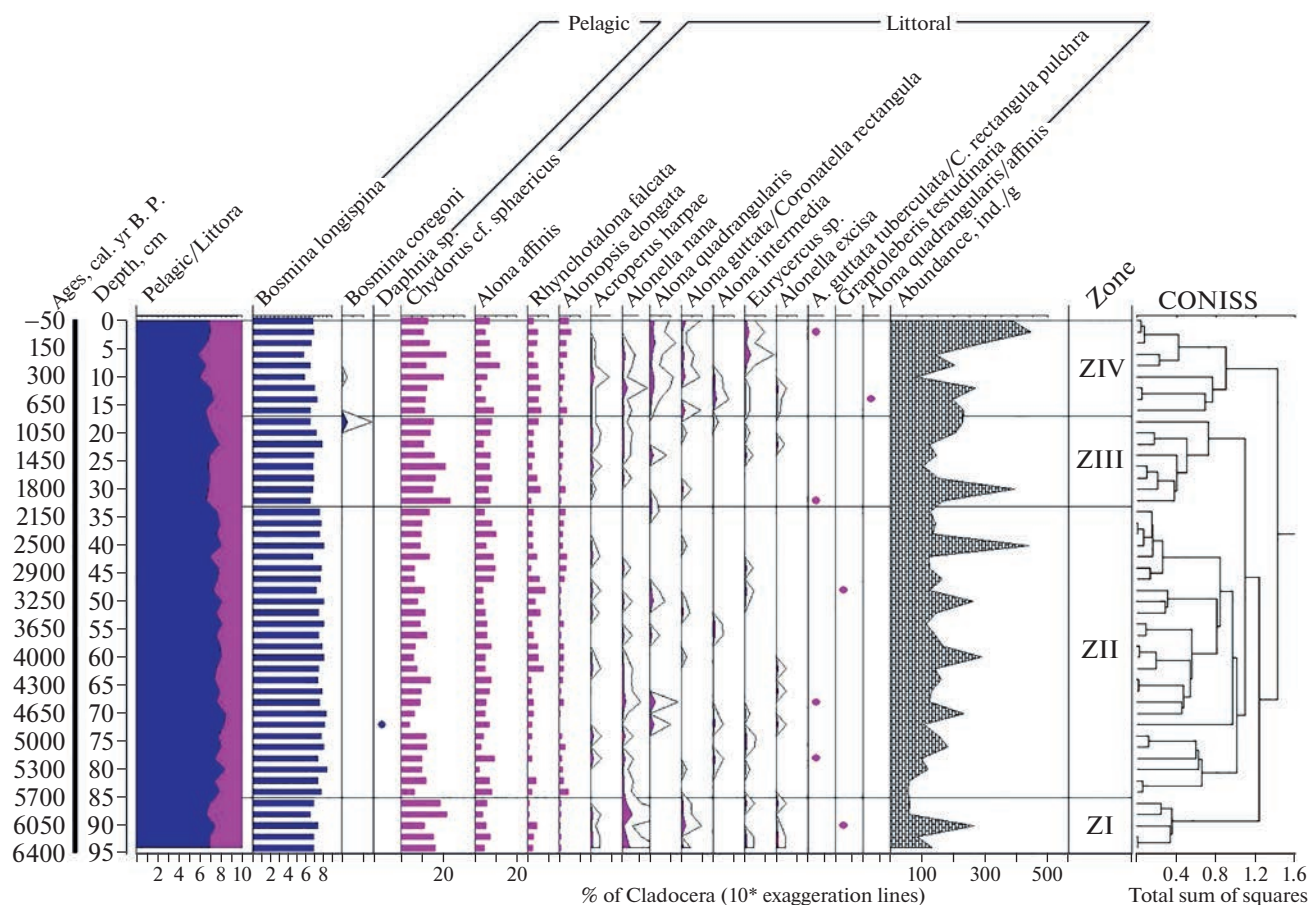
Во всей колонке донных отложений озера Аркто-Пимберто было обнаружено 7274 остатков ветвистоусых ракообразных, которые были идентифицированы до рода и вида. Среднее количество экземпляров *Cladocera* на образец составило  $152 \pm 7$ , с минимальным количеством 100 экз. и максимумом 251 экз. Концентрация остатков субфоссильных кладоцер в образцах варьировала от 563 до 4464 экз./г, в среднем составив  $1770 \pm 135$  экз./г. В составе субфоссильных *Cladocera* было выявлено 17 таксонов, принадлежащих 4 семействам (*Chydoridae*, *Bosminidae*, *Daphniidae* и *Euryercidae*) (табл. 3). Основная часть таксономического разнообразия приходится на семейство *Chydoridae* (76%). Среди кладоцер преобладали виды, широко распространенные в Голарктике (42%) и Палеарктике (33%), 25% таксонов относились к космополитам. По количеству таксонов преобладают литорально-фитофильные кладоцеры, а по количеству обнаруженных экземпляров — пелагические.

**Таблица 2.** Основные физико-химические параметры и глубина озер дельты Печоры в 2018 г.  
**Table 2.** The main physico-chemical parameters and depth of the lakes in the Pechora Delta in 2018

Параметры	Мин.	Ср. знач.	Макс.	Медиана	Ошибка ср.
Глубина, см	0.6	2.5	9.0	1.0	2.5 ± 0.8
<i>T</i> воды, °C	9.6	11.5	14.5	11.4	11.5 ± 0.3
Электропроводность, мкСм/см	16.2	43.5	165.0	34.0	43.5 ± 7.4
Минерализация, мг/л	13.0	35.5	80.0	29.0	35.5 ± 4.3
pH	5.2	6.6	7.7	6.6	6.6 ± 0.1
O <sub>2</sub> , мг/л	8.9	9.7	10.2	9.7	9.7 ± 0.1
O <sub>2</sub> , %	85.9	90.6	97.0	90.6	90.6 ± 0.6
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мг/л	<0.5				
K <sup>+</sup> , мг/л	<0.5		0.6		
Na <sup>+</sup> , мг/л	2.8	4.3	6.6	3.9	1.3 ± 0.4
Mg <sup>2+</sup> , мг/л	0.3	1.0	3.3	0.7	0.9 ± 0.3
Ca <sup>2+</sup> , мг/л	0.6	2.7	13.3	1.0	4.2 ± 1.4
Cl <sup>-</sup> , мг/л	3.2	5.5	8.6	5.1	1.9 ± 0.6
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л	0.6	1.1	2.3	1.0	0.6 ± 0.2
F <sup>-</sup> , мг/л	<0.10				

**Таблица 3.** Список обнаруженных таксонов Cladocera в донных отложениях и в зоопланктоне  
**Table 3.** List of Cladocera taxa found in bottom sediments and zooplankton

Таксоны Cladocera	Субфоссильные Cladocera	Современные Cladocera
<i>Acroperus harpae</i> (Baird, 1834)	+	
<i>Biapertura affinis</i> (Leydig, 1860)	+	
<i>Alona guttata</i> (Sars, 1862)/ <i>Coronatella rectangula</i> (Sars, 1862)	+	
<i>Alona intermedia</i> (Sars, 1862)	+	
<i>Alona quadrangularis</i> (Müller, 1776)	+	
<i>Alona quadrangularis</i> (Müller, 1776)/ <i>Alona affinis</i> (Leydig, 1860)	+	
<i>A. guttata tuberculata</i> / <i>C. rectangula pulchra</i>	+	
<i>Alonella excisa</i> (Fischer, 1854)	+	
<i>Alonella nana</i> (Baird, 1843)	+	
<i>Alonopsis elongata</i> (Sars, 1862)	+	
<i>Bosmina</i> ( <i>Eubosmina</i> ) <i>coregoni</i> (Baird, 1857)	+	+
<i>Bosmina</i> ( <i>Eubosmina</i> ) <i>longispina</i> (Leydig, 1860)	+	+
<i>Bosmina longirostris</i> (Müller, 1785)		+
<i>Chydorus</i> cf. <i>sphaericus</i> (Müller, 1776)	+	+
<i>Daphnia cristata</i> (Sars, 1862)		+
<i>Daphnia</i> sp.	+	
<i>Eurycercus lamellatus</i> (Müller, 1776)		+
<i>Eurycercus</i> sp.	+	
<i>Graptoleberis testudinaria</i> (Fischer, 1851)	+	
<i>Holopedium gibberum</i> (Zaddach, 1855)		+
<i>Rhynchotalona falcata</i> (Sars, 1862)	+	
Итого:	17	7



**Рис. 2.** Распределение таксонов Cladocera в колонке донных отложений озера Аркто-Пимберто в дельте Печоры (таксоны со средней встречаемостью <0.1% отмечены на диаграмме точкой).

**Fig. 2.** Distribution of the Cladoceran taxa in the bottom sediments core of Lake Arcto-Pemberto in the Pechora delta (taxa with mean occurrence <0.1% are marked with a dot in the diagram).

В колонке донных отложений по шкале Любарского абсолютным доминантом является *Bosmina (Eubosmina) longispina* (72.79%). По шкале Любарского доминанты и субдоминанты в исследуемом сообществе не выявлены. Второстепенными таксонами были *Chydorus cf. sphaericus* (12.29%), *B. affinis* (6.21%) и *R. falcata* (3.56%). Большая часть идентифицированных таксонов оказались малозначимыми для сообщества. Количество остатков увеличивается по мере продвижения к верхней части колонки.

Кластерный анализ CONISS выделяет в колонке четыре стратиграфические зоны (рис. 2).

Горизонт, соответствующий возрасту 5700–6400 кал. л. н. (85–95 см), был выделен в экологическую зону I. Количество таксонов в исследованных образцах менялось от 8 до 10. Зона характеризовалась доминированием пелагического таксона *B. (E.) longispina* (70.30%). Второстепенными таксонами оказались эвритопный и широко распространенный *Ch. cf. sphaericus* (15.77%) и литоральный вид *Biapertura affinis* (5.12%), осталь-

ные таксоны были отнесены в малозначимую группу организмов. Так же можно отметить таксон, который был встречен только в этом горизонте – *Graptoleberis testudinaria*. Кроме того, своей наибольшей численности в этой части колонки достигала *Alonella nana* (2.50%). Средняя концентрация остатков составила 1205 экз./г и изменялась в диапазоне от 582 и 2636 экз./г. Среднее значение индекса Шеннона-Уивера для данной зоны составило  $1.43 \pm 0.05$  бит/экз. (min = 1.30; max = 1.57 бит/экз.), индекса сапробности  $1.45 \pm 0.01$  (min = 1.43; max = 1.48) (табл. 4).

В зоне II (2100–5700 кал. л. н., 34–85 см) было идентифицировано 15 таксонов ветвистоусых ракообразных. Видовое богатство менялось в пределах от 5 до 9 таксонов в горизонте. *B. (E.) longispina* по-прежнему доминировала, ее значение в описываемом горизонте возросло и составило 78.3%, в то время как литоральный таксон *C. cf. sphaericus* снизил свое количество до 9.1%. Численность *B. affinis* и *R. falcata* не претерпела существенных изменений и оставалась стабильной на протяже-

**Таблица 4.** Индексы, вычисленные на основе состава кладоцерного сообщества озера Аркто-Пимберто  
**Table 4.** Indices calculated based on the composition of the cladocera community in Lake Arcto-Pimbertto

Зоны	Кол-во таксонов	Индекс сапробности			Индекс Шеннона-Уивера		
		мин.	ср. знач.	макс.	мин.	ср. знач.	макс.
Зона I	11	1.43	1.45	1.48	1.30	1.43	1.57
Зона II	15	1.37	1.41	1.46	0.86	1.18	1.49
Зона III	14	1.40	1.45	1.50	1.19	1.41	1.67
Зона IV	15	1.40	1.42	1.43	1.49	1.66	1.85

нии всей колонки, в то время как численность *A. elongata* увеличилась до 1.68%. Концентрация субфоссильных остатков кладоцера на данном этапе существования озера возросла, составив в среднем 1564 экз./г, достигая максимального значения 4388 экз./г на глубине 40–41 см (~2500 кал. л. н.). Индекс Шеннона-Уивера снизился и имел средний показатель  $1.18 \pm 0.03$  бит/экз., а индекс сапробности –  $1.41 \pm 0.01$ .

Зона III, 700–2100 кал. л. н. (16–34 см). В зоне было обнаружено 14 таксонов ветвистоусых ракообразных, большинство таксонов (11) принадлежали к семейству Chydoridae. В зоне наблюдается уменьшение доли планктонных таксонов, в то время как прибрежные организмы увеличили свое значение, среди которых *C. cf. shaericus* был наиболее многочисленным. Впервые появилась *B. (E.) coregoni*, которая не достигала высокого обилия. Наблюдались небольшое снижение численности прибрежных организмов и увеличение численности пелагических форм на глубине 22–23 см (~1200 кал. л. н.). Средняя концентрация субфоссильных Cladocera возросла до 1950 экз./г. Значения индекса видового разнообразия Шеннона-Уивера менялись в пределах 1.01–1.47 бит/экз. Индекс сапробности по-прежнему характеризовал водоем как олигосапробный –  $1.42 \pm 0.01$ .

Зона IV 0–700 кал. л. 15–0 см. Было идентифицировано 15 таксонов кладоцера, в отдельных образцах их количество менялось от 8 до 12. Абсолютным доминантом по-прежнему была *B. (E.) longispina* (66.27%), относительная численность которой снизилась в данном горизонте до минимальных значений. Доля *C. cf. shaericus* в сообществе составляла 13.99%. Второстепенные таксоны – *B. affinis*, *R. falcata* и *A. elongata* – практически не претерпевали количественных изменений. Кроме того, некоторые прибрежные организмы, такие как *Alona quadrangularis*, *Eurycercus* sp. и *Alona intermedia* увеличили свое присутствие в этой зоне. Анализ видового состава субфоссильных Cladocera выявил два пика концентраций литорально-фитофильных таксонов на глубинах 10–11 см (~300 кал. л. н.) и 6–7 см (~150 кал. л. н.). Видовое богатство и концентрация остатков ветвистоусых ракообразных имели максимальное значение в данной зоне

(2557 экз./г). Увеличение концентрации остатков отмечено по направлению к верхним горизонтам колонки и резкое уменьшение на глубине 10–11 см. Среднее значение индекса Шеннона-Уивера достигло 1.66 бит/экз., что свидетельствует об усложнении структуры сообщества ракообразных, а индекс сапробности составил  $1.42 \pm 0.02$ .

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное исследование субфоссильных Cladocera колонки донных отложений озера Аркто-Пимберто возрастом 6400 кал. л. н. выявило стабильный во времени танатоценоз. В составе кладоцерного сообщества на протяжении исследованной истории осадконакопления в озере доминировал один и тот же таксон, пелагическая *B. (E.) longispina*, составляя от 66 до 78% общей численности кладоцер. Это широко распространенный в Европе и Западной Сибири таксон, который встречается в водоемах различного типа. Центр разнообразия морфотипов этой босмины находится на северо-западе Европы, в Балтийском регионе (Bledzki, Rybak, 2016; Коровчинский и др., 2021). Доминирование данного таксона свидетельствует о наличии хорошо развитой открытой части водоема, которая преобладает над литоралью. Таким образом, озеро на всем исследованном периоде времени представляло собой относительно глубокий водоем с хорошо развитой глубоководной пелагической зоной. Босмины широко распространенные мелкие ракообразные, являющиеся фильтраторами, распространенные в открытых водоемах, как в литоральной, так и пелагической зон озер (Коровчинский и др., 2021). В исследуемом регионе доминирование *Bosmina (Eubosmina)* sp. в донных отложениях было отмечено также в озере Ванкавад, но там данный таксон начинает доминировать с 5400 кал. л. н., приходя на смену литоральным таксонам, и авторы связывают доминирование босмины с увеличением глубины водоема, что подтверждается по другим индикаторным группам (Sarmaja-Kojonen, 2003). Второстепенное значение в колонке оз. Аркто-Пимберто имели таксоны *C. cf. sphaericus*, *B. affinis* и *R. falcata*. Это литоральные или литорально-бентосные таксоны, часто связанные с

водной растительностью. Их относительно высокая численность наблюдается в периоды 5650–6400 кал. л. н. и 0–2000 кал. л. н., что, вероятно, связано с высоким содержанием органического вещества в озере и высокой продуктивностью водоема в эти периоды. Присутствие в озере *R. falcata* и *A. elongata* может свидетельствовать о наличии песчаных грунтов и подкисленности водоема (Bledzki, Rybak, 2016), отметим, что современная вода в озере слабокислая (рН = 6.9) (табл. 2).

В нижней части колонки 5700–6400 кал. л. н. при доминировании пелагического таксона *B. (E.) longispina* относительно высока численность литорально-фитофильных таксонов. В этой зоне достигает своих максимальных значений *A. nana* — широко распространенный в Европе вид, обитающий на песчаном побережье и среди растительности в озерах, в бассейнах рек, на возвышенностях, речных поймах и водохранилищах, и предпочитающий олиготрофные или мезотрофные воды с рН > 3.2 (Bledzki, Rybak, 2016). Еще один высокоспециализированный относительно теплолюбивый вид, связанный с прибрежной растительностью, который присутствует в этой зоне — это *G. testudinaria* (Nevalainen et al., 2010; Коровчинский и др., 2021). Его наличие также является показателем хорошо развитой мелководной литоральной зоны с макрофитами в условиях относительно теплого климата.

В настоящее время воды озера имеют показатели активности среды значения, близкие к нейтральным. 5700–6400 кал. л. н. значительное развитие таксона *A. nana*, предпочитающего кислые олиготрофные и мезотрофные водоемы с рН > 3.2 (Котов и др., 2010), свидетельствует о более низких значениях рН, вероятно, в результате процессов заболачивания. Для характеристики структуры кладоцерного сообщества был использован индекс видового разнообразия Шеннона-Уивера, который заметно менялся на протяжении всей колонки. В нижней части колонки в оптимум голоцена наблюдается относительно высокое значение индекса для этой колонки (1.43), что связано с обилием и разнообразием ветвистых ракообразных в тот период. По нашим данным мы наблюдаем увеличение численности остатков *Cladocera* на глубине 90–91 см (6100 кал. л. н.), что вероятно связано с благоприятными климатическими условиями в то время.

Согласно результатам палинологических исследований на севере Европейской части России климат в период 4500–6000 кал. л. н. (это последняя половина атлантического периода) характеризовался как влажный и теплый, среднегодовая температура была выше на 2–3°C, чем сегодня, а количество осадков было больше на 100 мм в год (Andreev, Klimanov, 2000). В европейской части российской Арктики голоценовый оптимум при-

ходился примерно на 3500–8000 кал. л. н., когда летние температуры в тундре были примерно на 3°C выше современных значений. Еловые леса простирались на 150 км к северу от нынешней границы тайги. Падение летних температур и исчезновение лесных массивов в районе реки Печоры за последние 3500 лет является частью общей тенденции позднеголоценового похолодания и отступления лесных массивов по всей арктической Евразии. В бассейне Печоры позднеголоценовое похолодание совпадает с усилением вечной мерзлоты, датируемым 3000–3200 кал. л. н. За этот период значительно расширяется северная тундра (Salonen et al., 2011).

В период 2100–5700 кал. л. н. уменьшалась доля прибрежных таксонов и увеличивалось число пелагических ракообразных, а именно босмин. Так как соотношение планктонных и литоральных таксонов в палеоклиматических реконструкциях может говорить об изменениях уровня воды в озере (Rutio, 2001), мы можем говорить об уменьшении площади мелководной литоральной зоны в пользу участков открытой пелагиали. Уменьшение плотности *C. cf. sphaericus* может говорить об изменении трофического статуса водоема в сторону уменьшения продуктивности. В этой зоне отмечено относительно низкое разнообразие кладоцер. Значения индекса Шеннона-Уивера значительно снижаются ( $M = 1.18$ ,  $\min = -0.98$  (4700 кал. л. н.)), отражая ухудшение условий существования сообществ.

В течение последних 2100 кал. лет менялось соотношение пелагических и литоральных таксонов: вновь свою относительную численность наращивают прибрежные организмы. Увеличивалась численность *C. cf. sphaericus*, которая удвоилась в районе 1900 кал. л. н., что говорит о некотором повышении трофического статуса водоема. Известно, что он встречается в зоопланктоне богатых питательными веществами озер (Luoto et al., 2008). За последние 650 кал. лет наблюдается увеличение количества *A. elongata*, обычно обитающей на песчаных грунтах открытой литорали озер при рН больше 4.1 в олигозапробных водоемах (Flossner, 2000). Вероятно, это говорит о подкислении водоема и об увеличении открытой литорали. На диаграмме видно, что увеличивается количество остатков таких литоральных таксонов, как *A. quadrangularis*, *Alona guttata/Coronatella rectangula*, а особенно *A. nana* и *Eurycercus* sp. связанных с прибрежной растительностью. Все это свидетельствует о наличии в этот период литоральной зоны с хорошо развитой водной растительностью. Описываемый период характеризуется увеличением численности *Cladocera*. Особенно сильно возрастает концентрация остатков кладоцера за последние 100 лет. Происходит последовательный рост значений индекса Шеннона-Уивера, где максимальное число 1.85.

Этот рост сопровождается увеличением количества остатков в донных отложениях и увеличением таксономического разнообразия. Это может свидетельствовать об улучшении условий среды обитания ветвистоусых ракообразных.

Индекс сапробности в отдельных горизонтах менялся незначительно, в пределах от 1.41 до 1.45, характеризуя водоем как олигосапробный на всех этапах его развития.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование остатков кладоцер из колонки донных отложений 18-Re-01C из озера Аркто-Пимберто в дельте реки Печора позволило нам проследить основные этапы эволюции водоема и экологических условий в нем. Изученная история осадконакопления в озере начинается примерно с 6400 кал. л. н., что приходится на голоценовый оптимум. Структура сообщества кладоцера была уже сформирована к этому моменту и не претерпевала кардинальных трансформаций на протяжении всей истории осадконакопления. Тем не менее происходили некоторые количественные изменения в соотношении литоральных и пелагических таксонов, менялся состав второстепенных и малозначимых таксонов. На основе выявленных изменений при помощи кластерного анализа мы выделили четыре значимые стратиграфические зоны.

По количеству остатков преобладали пелагические организмы, а по числу таксонов лидировали литорально-фитофильные ракообразные. Абсолютным доминантом являлся пелагический вид *B. (E.) longispina*, доминанты и субдоминанты отсутствовали. Второстепенные роли в сообществе выполняли *C. cf. sphaericus*, *B. affinis* и *R. falcata*.

5700–6400 кал. л. н. наблюдался более теплый, чем в настоящее время климат, кислотность воды была выше, также выше доля литоральных таксонов и, соответственно, выше доля мелководных литоральных участков, заросших макрофитами и мхами. Впоследствии произошло увеличение доли пелагических организмов, снизилась доля ацидофильных таксонов, указывая на повышение щелочности воды. Снижение индексов видового разнообразия и концентраций остатков в донных отложениях указывает на снижение продуктивности водоема. Наиболее значительные изменения произошли в последнее время, когда вновь увеличилась доля литоральных таксонов, увеличились индексы видового разнообразия, значительно увеличилась концентрация остатков Cladocera в донных отложениях, отражая более благоприятные климатические условия последнего столетия. На всем исследованном интервале водоем оставался олигосапробным и был заселен

относительно простым сообществом ветвистоусых ракообразных.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Реконструкция экологических изменений выполнена с использованием субфоссильных Cladocera за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности. Часть лабораторных работ выполнена по Программе Стратегического академического лидерства Казанского федерального университета. Выражаем огромную благодарность сотрудникам государственного природного заповедника «Ненецкий» за помощь в организации и проведении экспедиционных работ. Отдельная благодарность А.С. Сергееву и Г.С. Кашеварову за неоценимую помощь при проведении полевых работ и отборе колонок донных отложений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабушкин А.Г. (2007). Гидрохимический мониторинг поверхностных вод Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. Новосибирск: Наука. 152 с.
- География и мониторинг биоразнообразия (2002) / Под ред. Н.С. Касимова, Э.П. Романовой, А.А. Тишкова. М.: Изд-во НУМЦ. 432 с.
- Ибрагимов А.Г. (2020). Тафоценозы Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) гляциогенных озер европейской части России. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Казань: КФУ. 23 с.
- Климченко В.В., Климанов В.А., Сирин А.А. и др. (2001). Изменение климата на западе Европейской части России в позднем голоцене // ДАН. Т. 376. № 5. С. 679–683.
- Коковкин А.В. (2016). Река Печора // Известия Коми отделения РГО. Вып. 1 (17)) / Мат-лы Комплексной Печорской экспедиции. Сыктывкар: Геопринт. С. 7–8.
- Коровчинский Н.М., Котов А.А., Синев А.Ю. и др. (2021). Ветвистоусые ракообразные (Crustacea: Cladocera) Северной Евразии. Т. I–II. М.: Товарищество научных изданий КМК. 544 с.
- Котов А.А., Синев А.Ю., Глаголев С.М. и др. (2010). Ветвистоусые ракообразные (Cladocera) // Определитель зоопланктона и зообентоса пресных вод европейской России. М.: Товарищество научных изданий КМК. С. 151–276.
- Лавриненко И.А. (2018). Карта техногенной нарушенности растительного покрова Ненецкого автономного округа // Современные проблемы ДЗЗ из космоса. Т. 15. № 2. С. 128–136. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-2-128-136>
- Любарский Е.Л. (1974). К методике экспресс-квалификации и сравнения описаний фитоценозов // Количественные методы анализа растительности. Уфа: БФАН СССР. С. 39–42.
- Мануйлова Е.Ф. (1964). Ветвистоусые рачки (Cladocera) фауны СССР. М.–Л.: Наука. 328 с.

- Минеев О.Ю., Минеев Ю.Н. (2002). Птицы дельты реки Печоры // Рус. орнитол. журн. Экспресс-выпуск. Т. 11. № 183. С. 373–381.
- Никонова А.Н. (2015). Трансформация пойменных экосистем дельты Печоры в зоне влияния Кумжинского газоконденсатного месторождения (Ненецкий Автономный Округ) // Известия РАН. Сер. географическая. № 5. С. 117–129. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-5-117-129>
- Никонова А.Н. (2016). Трансформация экосистем дельты Печоры в зоне влияния Кумжинского газоконденсатного месторождения (Ненецкий Автономный Округ). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН. 29 с.
- Орлова Ю.С. (2013). Использование индексов биологического разнообразия для анализа альгофлоры бассейна р. Алатырь // Вестн. Мордовского ун-та. № 3–4. С. 53–57.
- Прейс Ю.И., Симонова Г.В., Слагода Е.А. (2016). Детальная стратиграфия и динамика Хасырея Центрального Ямала в верхнем голоцене // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. Т. 327. № 10. С. 35–49.
- Семенов В.Ф. (2016). Изучение геоморфологии долины реки Печоры и прилегающих территорий // Известия Коми отделения РГО. Вып. 1 (17) / Мат-лы Комплексной Печорской экспедиции. Сыктывкар: Геопринт. С. 9–25.
- Синев А.Ю. (2002). Ключ для определения ветвистых ракообразных рода Alona (Anomopoda, Chydoridae) европейской части России и Сибири // Зоологический журнал. Т. 81. № 8. С. 926–939.
- Смирнов Н.Н. (1971). Фауна СССР. Ракообразные. Т. 1. Вып. 2. Chydoridae фауны мира. Л.: Наука. 533 с.
- Смирнов Н.Н. (2010). Историческая экология пресноводных зооценозов. М.: Товарищество научных изданий КМК. 219 с.
- Фефилова Е.Б., Кононова О.Н. (2019). Разнообразие планктонной фауны дельты реки Печоры // Сибирский экологический журнал. Т. 3. С. 314–326.
- Фефилова Е.Б., Кононова О.Н. (2018). Новые данные по составу зоопланктона дельты реки Печора // Известия Коми Республиканского отделения РГО. Вып. 2 / Результаты Комплексной Печорской экспедиции — 2016. Сыктывкар: Геопринт. С. 56–64.
- Фролова Л.А., Ибрагимова А.Г. (2015). Карцинологический анализ донных отложений озер Километровое и Котово Харбейской системы (Большеземельская тундра) // Труды КарНЦ РАН. № 5. Сер. Лимнология. С. 5–17. <https://doi.org/10.17076/lim34>
- Фролова Л.А., Ибрагимова А.Г., Субетто Д.А. и др. (2018). Палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции карельского перешейка на основе изучения субфоссильных Cladocera озера Медведовское (Северо-запад России) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 160. Кн. 1. С. 93–110.
- Черевичко А.В., Мельник М.М., Прокин А.А. и др. (2011). Современное состояние зоопланктона и макрозообентоса низовий р. Печора (Ненецкий АО) // Вода: химия и экология. № 9. С. 53–59.
- Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000). Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia // J. Paleolimnol. Vol. 24. Iss. 1. P. 81–91. <https://doi.org/10.1023/A:1008121917521>
- Andreeva A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A. et al. (2004). Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quat. Int. Vol. 122. Iss. 1. P. 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.032>
- Bledzki L.A., Rybak J.I. (2016). Freshwater crustacean zooplankton of Europe. Springer International Publishing Switzerland. 923 p.
- Flossner D. (2000). Die Haplopoda und Cladocera (ohne Bosminidae) Mitteleuropas. Leiden: Backhuys Publishers. 428 p.
- Frolova L. (2016). Subfossil Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) in climatic and palaeoenvironmental investigations in Eastern Siberia (Russia) // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. Vol. 2. Iss. 4. P. 601–606. <https://doi.org/10.5593/SGEM2016/B42/S19.077>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M. et al. (2017). Reconstruction of the History of a Thermokarst Lake in the Mid-Holocene Based on an Analysis of Subfossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia) // Contemp. Probl. Ecol. Vol. 10. Iss. 4. P. 423–430. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040023>
- Frolova L.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. (2013). Analysis of the Effects of Climate-Dependent Factors on the Formation of Zooplankton Communities that Inhabit Arctic Lakes in the Anabar River Basin // Contemp. Probl. Ecol. Vol. 6. Iss. 1. P. 1–11. <https://doi.org/10.1134/S199542551301006X>
- Frolova L.A., Nigmatullin N.M. (2019). First record of Phreatolona protzi (hartwig, 1900) (Branchiopoda: Anomopoda) in a tundra lake in North-East European Russia // 19th International multidisciplinary scientific Geoconference SGEM. Vol. 19. Iss. 5.1. P. 285–290. <https://doi.org/10.5593/sgem2019/5.1/S20.036>
- Frolova L., Nigmatullin N., Frolova A. (2018). Paleolimnological studies of tundra lakes in the Pechora delta (Nenets Autonomous Region, Russia) // 18th International multidisciplinary scientific Geoconference SGEM. Vol. 18. Iss. 5/1. P. 621–627. <https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.080>
- Korhola A., Rautio M. (2001). Cladocera and other branchiopod crustaceans // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Palaeoenvironmental Research. Vol. 4. P. 125–165. [https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1\\_2](https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1_2)
- Korosi J.B., Kurek J., Smol J.P. (2013). A review on utilizing Bosmina size structure archived in lake sediments to infer historic shifts in predation regimes // J. Plankton Res. Vol. 35. Iss. 2. P. 1–17. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbt007>
- Luoto T.P., Nevalainen L., Sarmaja-Korjonen K. (2008). Multiproxy evidence for the 'Little Ice Age' from Lake Hamptask, Southern Finland // J. Paleolimnol. Vol. 40.

- Iss. 4. P. 1097–1113.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-008-9216-4>
- Nazarova L.B., Self A.E., Brooks S.J. et al.* (2017). Chironomid Fauna of the Lakes from the Pechora River Basin (East of European part of Russian Arctic): Ecology and Reconstruction of Recent Ecological Changes in the Region // *Contemp. Probl. Ecol.* Vol. 10. Iss. 4. P. 350–362.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425517040059>
- Nevalainen L., Luoto T.P., Kultti S. et al.* (2011). Do subfossil Cladocera and chydorid ephippia disentangle Holocene climate trends? // *The Holocene.* Vol. 22. Iss. 3. P. 291–299.  
<https://doi.org/10.1177/0959683611423691>
- Nevalainen L., Rantala M.V., Luoto T.P.* (2015). Sedimentary cladoceran assemblages and their functional attributes record late Holocene climate variability in southern Finland // *J. Paleolimnol.* Vol. 54. Iss. 2. P. 239–252.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-015-9849-z>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Abramova E.N.* (2016). Zooplankton spatial distribution in thermokarst lake of The Lena River Delta (Republic of Sakha (Yakutia)) // *Res. J. Pharm., Biol. Chem. Sci.* Vol. 7. Iss. 5. P. 1288–1297.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-015-9849-z>
- Nigmatzyanova G., Frolova L., Kosareva L.* (2018). Palynological analysis of bottom sediments of lake rubskoe (Ivanovo region, Russia) // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM.* Vol. 18. Iss. 5.1. P. 629–636.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.081>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al.* (2020). Vegetation and climate changes in the northeast European Russia (Nenets Autonomous Okrug, Russia) // *20 International multidisciplinary scientific geoconference SGEM.* Vol. 20. Iss. 4.1. P. 547–552.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.068>
- Nigmatullin N., Frolova L., Gareev B.* (2020). Subfossil Cladocera from the Bottom Sediments of Lake Lebedinoe (Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia) // *Kazan Golovkinsky “Young Scientists” Stratigraphic Meeting.* P. 143–147.
- Nigmatullin N., Frolova L., Nigmatzyanova G. et al.* (2020). A study of zooplankton in tundra lakes of the pechora river delta (North-Eastern European Russia) // *20th International multidisciplinary scientific Geoconference SGEM.* Vol. 20. Iss. 4.1. P. 289–296.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.036>
- Nigmatullin N.M., Frolova L.A.* (2019). Zooplankton community structure and environmental conditions of tundra lakes in the Pechora River delta (Northern Russia) // *19th International multidisciplinary scientific Geoconference SGEM.* Vol. 19. Iss. 5.1. P. 817–824.
- Pantle F., Buck H.* (1955). Die biologische Überwachung der Gewässer und die Darstellung der Ergebnisse // *Gas-Wasserfach.* Vol. 96. № 18. P. 604–620.
- Rautio M.* (2007). Cladocera. S.A. Elias (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Sciences.* Elsevier. P. 463–472.
- Rautio M., Dufresne F., Laurion I. et al.* (2011). Shallow freshwater ecosystems of the circumpolar Arctic // *Ecoscience.* Vol. 18. Iss. 3. P. 204–222.  
<https://doi.org/10.2980/18-3-3463>
- Reimer P., Bard E., Bayliss A. et al.* (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50000 years cal BP // *Radiocarbon.* Vol. 55. Iss. 4. P. 1869–1887.  
[https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Salonen J.S., Seppä H., Välranta M. et al.* (2011). The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia // *Quat. Res.* Vol. 75. Iss. 3. P. 501–511.  
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.01.007>
- Sarmaja-Korjonen K.* (2001). Correlation of fluctuations in cladoceran planktonic: littoral ratio between three cores from a small lake in southern Finland: Holocene water-level changes // *The Holocene.* Vol. 11. Iss. 1. P. 53–63.  
<https://doi.org/10.1191/0959683016770713>
- Sarmaja-Korjonen K., Hakojärvi M., Korhola A.* (2000). Subfossil remains of an unknown chydorid (Anomopoda: Chydoridae) from Finland // *Hydrobiologia.* Vol. 436. Iss. 1–3. P. 165–169.  
<https://doi.org/10.1023/A:1026502219867>
- Sarmaja-Korjonen K., Kultti S., Solovieva N. et al.* (2003). Mid-Holocene palaeoclimatic and palaeohydrological conditions in northeastern European Russia: a multiproxy study of Lake Vankavädd // *J. Paleolimnol.* Vol. 30. P. 415–426.
- Shannon C.E., Weaver W.* (1963). *The mathematical theory of communication.* Illinois press. 1963. 117 p.
- Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al.* (2017). Paleolimnological studies in Russian northern Eurasia: A review // *Contemp. Probl. Ecol.* Iss. 10. P. 327–335.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425517040102>
- Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K.* (2007). *Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe.* Friends of the Lower Vistula Society. 84 p.
- Valieva E., Frolova L., Nigmatzyanova G. et al.* (2020). Diatoms in bottom sediments of the arctic lake in the pechora river delta (Nenets Autonomous Okrug, Russia) // *20th Int. multidisciplinary scientific geoconference proceedings SGEM.* Vol. 20. Iss. 4.1. P. 391–398.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.049>
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al.* (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *J. Quat. Sci.* Vol. 27. Iss. 7. P. 649–659.  
<https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Zinnatova E., Frolova L., Kulikovskiy M.* (2018). Diatom complexes in the bottom sediments of Rubskoe Lake (The east European plain, Russia) // *18th Int. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM.* Vol. 18. Iss. 5.1. P. 275–282.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.036>

# CLADOCERA COMMUNITIES OF LAKE ARCTO-PIMBERTO (NENETS AUTONOMOUS DISTRICT) IN THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE<sup>1</sup>

N. M. Nigmatullin<sup>a, #</sup> and L. A. Frolova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Kazan Federal University, Kazan, Russia

<sup>#</sup>E-mail: NiMNigmatullin@kpfu.ru

The analysis of the subfossil Cladocera community in the bottom sediments from Lake Arcto-Pimberto located in the Pechora River delta (Nenets Autonomous District) was carried out. A 95-cm-long continuous core of bottom sediments was collected in the deepest part of the lake and covers approximately 6400 years of sediment accumulation during Middle and Late Holocene. 17 cladoceran taxa were identified in the studied core. Species with Holarctic and Palearctic distributions prevailed in the lake. Most of the identified subfossil remains belong to pelagic species living in the open part of the lake. Found fragments of chitinized remains of *Rhynchotalona falcata* and *Alonopsis elongata* indicate the presence of sandy soils in the water body. The samples were dominated by *Bosmina* (*Eubosmina*) *longispina* and *Chydorus* cf. *sphaericus*, which are evenly distributed along the continuous sediment core. We have studied the history of the development and evolution of the lake based on changing of the taxonomic composition of microcrustaceans in the bottom sediment core. The structure of the subfossil Cladocera community stayed relatively constant. The ratio of pelagic and littoral-phytophilic taxa changed slightly. Depending on the changes in the species composition of the cladoceran assemblage, the sediment core was divided into 4 ecological zones. In the early history of sedimentation in the lake, there is a small peak in the abundance of crustaceans, followed by decrease and further gradual increase towards the upper horizons of the column. Between from 5700 cal. years BP to 2100 cal. years BP there is an increase in abundance of pelagic organisms, with a decrease in abundance of littoral taxa. This marks the presence of a well-developed pelagic part of the reservoir at that time. In the upper zones, we observe the taxonomic diversity of littoral organisms and an increase in abundance of their remains. The Shannon-Weaver species diversity Index showed a simple organization of the community of subfossil Cladocera. The Pantle and Buck saprobity Index characterized the lake as oligosaprobic, this status is maintained throughout its evolution of the lake.

**Keywords:** Pechora delta, paleolimnology, Cladocera, cladocan communities, Holocene

## ACKNOWLEDGMENTS

The reconstruction of environmental changes using the analysis of subfossil Cladocera was carried out with the support of the Russian Science Foundation (project No. 22-47-08001). Hydrochemical analysis of water was carried out at the expense of a subsidy allocated to Kazan Federal University to fulfill the state task project no. FZSM-2023-0023 in the field of scientific activity. Part of the laboratory work was performed as part of the Kazan Federal University Strategic Academic Leadership Program. We express our thankful to the staff of the Nenets Nature Reserve for organizing the field work. Special thanks to A.S. Sergeyev and G.S. Kashevarov for their invaluable assistance in carrying out field work.

## REFERENCES

- Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000). Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *J. Paleolimnol.* Vol. 24. Iss 1. P. 81–91.  
<https://doi.org/10.1023/A:1008121917521>
- Andreeva A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A. et al. (2004). Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene. *Quat. Int.* Vol. 122. Iss. 1. P. 69–84.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.032>
- Artyukhov V.G., Dobrovolsky G.V., Marfenin N.N. et al. (Eds.). (2002). *Geografiya i monitoring bioraznool-raziya* (Geography and monitoring of biodiversity). M.: Publishing House of the Scientific and Scientific-Methodical Center Publ. (Publ.). 432 p. (in Russ.)
- Babushkin A.G. (2007). *Gidrokhimicheskii monitoring po-verkhnostnykh vod Khanty-Mansiiskogo avtonomno-go okruga – Yugry* (Hydrochemical monitoring of surface waters of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 152 p. (in Russ.)
- Bledzki L.A., Rybak J.I. (2016). *Freshwater crustacean zooplankton of Europe*. Springer International Publishing Switzerland. 923 p.
- Cherevichko A.V., Melnik M.M., Prokin A.A. et al. (2011). Current state of zooplankton and macrozoobenthos of Pechora lower reaches (Nenets Autonomous Area). *Voda: himiya i ekologiya*. No. 9. P. 53–59. (in Russ.)
- Fefilova E.B., Kononova O.N. (2019). Diversity of planktonic fauna of the Pechora River Delta. *Sibirskii ekologicheskii zhurnal*. Vol. 3. P. 314–326. (in Russ.)

<sup>1</sup> For citation: Nigmatullin N.M., Frolova L.A. (2023). Cladocera communities of Lake Arcto-Pimberto (Nenets Autonomous District) in the Middle and Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 131–144. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040072>. <https://elibrary.ru/GUSZUZ>

- Fefilova E.B., Kononova O.N. (2018). New data on zooplankton structure of the Pechora delta. *Izvestiya Komi Respublikanskogo otdeleniya RGO*. Vol. 2. P. 56–64. (in Russ.)
- Flossner D. (2000). Die Haplopoda und Cladocera (ohne Bosminidae) Mitteleuropas. Leiden: Backhuys Publishers (Publ.). 428 p.
- Frolova L. (2016). Subfossil Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) in climatic and palaeoenvironmental investigations in Eastern Siberia (Russia). *16th Int. Multidisciplinary Sc. GeoConf. SGEM*. Vol. 2. Iss. 4. P. 601–606. <https://doi.org/10.5593/SGEM2016/B42/S19.077>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M. et al. (2017). Reconstruction of the History of a Thermokarst Lake in the Mid-Holocene Based on an Analysis of Subfossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia). *Contemp. Probl. Ecol.* 2017. Vol. 10. Iss. 4. P. 423–430. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040023>
- Frolova L.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. (2013). Analysis of the Effects of Climate-Dependent Factors on the Formation of Zooplankton Communities that Inhabit Arctic Lakes in the Anabar River Basin. *Contemp. Probl. Ecol.* Vol. 6. Iss. 1. P. 1–11. <https://doi.org/10.1134/S199542551301006X>
- Frolova L., Nigmatullin N., Frolova A. (2018). Paleolimnological studies of tundra lakes in the Pechora delta (Nenets Autonomous Region, Russia). *18th Int. Multidisciplinary Sc. GeoConf. SGEM*. Vol. 18. Iss. 5/1. P. 621–627. <https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.080>
- Frolova L.A., Nigmatullin N.M. (2019). First record of Phreatalona protzi (hartwig, 1900) (Branchiopoda: Anomopoda) in a tundra lake in North-East European Russia. *19th Int. Multidisciplinary Sc. GeoConf. SGEM*. Vol. 19. Iss. 5.1. P. 285–290. <https://doi.org/10.5593/sgem2019/5.1/S20.036>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G. (2015). Cladocera remains from sediments of Kilometrovoe and Kotovo lakes, Kharbey system (Bolshezemelskaya tundra). *Trudy Karelskogo nauchnogo centra RAN*. Iss. 5. P. 5–17. (in Russ.). <https://doi.org/10.17076/lim34>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Subetto D.A. et al. (2018). Paleoeecological and Paleoclimatic Reconstructions for the Karelian Isthmus Based on the Study of Subfossil Cladocerans from Lake Medvedevskoe (Northwest Russia). *Uch. Zap. Kazanskogo un-ta. Ser. estestvennye nauki*. Vol. 160. Iss. 1. P. 93–110. (in Russ.)
- Ibragimova A.G. (2020). Tafotsenozy Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) glyatsiogennykh ozer evropeiskoi chasti Rossii (Taphocenoses of Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) glaciogenic lakes of the European part of Russia). PhD thesis. Kazan: KFU (Publ.). 206 p. (in Russ.)
- Klimenko V.V., Klimanov V.A., Sirin A.A. et al. (2001). Climate change in the west of the European part of Russia in the Late Holocene. *Dokl. Earth Sci.* Iss. 377. P. 190–194.
- Kokovkin A.V. (2016). Pechora River. *Izvestiya Komi otdeleniya RGO. Vol. 1. Mat-ly Kompleksnoi Pechorskoi ekspeditsii*. Syktyvkar: Geoprint (Publ.). P. 7–8. (in Russ.)
- Korhola A., Rautio M. (2001). Cladocera and other branchiopod crustaceans. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research*. Vol. 4. P. 125–165. [https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1\\_2](https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1_2)
- Korosi J.B., Kurek J., Smol J.P. (2013). A review on utilizing Bosmina size structure archived in lake sediments to infer historic shifts in predation regimes. *J. Plankton Res.* Vol. 35. Iss. 2. P. 1–17. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbt007>
- Korovchinsky N.M., Kotov A.A., Sinev A.Yu. et al. (2021). Vetvistousye rakoobraznye (Crustacea: Cladocera) Severnoi Evrazii (Cladocera (Crustacea: Cladocera) Northern Eurasia). Vol. I–II. Moscow: Partnership of scientific publications KMK (Publ.). 544 p. (in Russ.)
- Kotov A. A., Sinev A. Ju., Glagolev S. M. et al. (2010). Vetvistousye rakoobraznye (Cladocera). Opredelitel' zooplanktona i zoobentosa presnykh vod Evropeiskoi Rossii (Cladocera in Identification Key of zooplankton and zoobenthos of European Russia freshwater, issuel, Zooplankton). Moscow: Partnership of scientific publications KMK (Publ.). P. 151–276. (in Russ.)
- Lavrinenko I.A. (2018). Map of technogenic disturbance of Nenets Autonomous District. *Sovr. Probl. DZZ Kosm.* Vol. 15. Iss. 2. P. 128–136. (in Russ.) [10.21046/2070-7401-2018-15-2-128-136](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-2-128-136)
- Luoto T.P., Nevalainen L., Sarmaja-Korjonen K. (2008). Multiproxy evidence for the 'Little Ice Age' from Lake Hamptask, Southern Finland. *J. Paleolimnol.* Vol. 40. Iss. 4. P. 1097–1113. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9216-4>
- Lyubarsky E.L. (1974). To the methodology of express qualification and comparison of descriptions of phytocenoses. *Kolichestvennye metody analiza rastitel'nosti*. Ufa: BFAN USSR (Publ.). P. 39–42. (In Russ.)
- Manuilova E.F. (1964). Vetvistousye rachki (Cladocera) fauny SSSR (Cladocera of the fauna of the USSR). Moscow-Leningrad: Nauka (Publ.). 328 p. (in Russ.)
- Mineev O.Yu., Mineev Yu.N. (2002). Birds of the Pechora River delta. *Russkii ornitologicheskii zhurnal. Ekspress-vypusk*. Vol. 11. Iss. 183. P. 373–381. (in Russ.)
- Nazarova L.B., Self A.E., Brooks S.J. et al. (2017). Chironomid Fauna of the Lakes from the Pechora River Basin (East of European part of Russian Arctic): Ecology and Reconstruction of Recent Ecological Changes in the Region. *Contemp. Probl. Ecol.* Vol. 10. Iss. 4. P. 350–362. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040059>
- Nevalainen L., Luoto T.P., Kultti S. et al. (2011). Do subfossil Cladocera and chydorid ephippia disentangle Holocene climate trends? *The Holocene*. Vol. 22. Iss. 3. P. 291–299. <https://doi.org/10.1177/0959683611423691>
- Nevalainen L., Rantala M.V., Luoto T.P. (2015). Sedimentary cladoceran assemblages and their functional attributes record late Holocene climate variability in southern Finland. *J. Paleolimnol.* Vol. 54. Iss. 2. P. 239–252. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9849-z>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Abramova E.N. (2016). Zooplankton spatial distribution in thermokarst lake of The Lena River Delta (Republic of Sakha (Yakutia)). *Res. J. Pharm., Biol. Chem. Sci.* Vol. 7. Iss. 5. P. 1288–1297.
- Nigmatzyanova G., Frolova L., Kosareva L. (2018). Palynological analysis of bottom sediments of lake rubskoe

- (Ivanovo region, Russia). *Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*. Vol. 18. Iss. 5.1. P. 629–636. <https://doi.org/0.5593/sgem2018/5.1/S20.081>
- Nigamatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2020). Vegetation and climate changes in the north-east European Russia (Nenets Autonomous Okrug, Russia). *20th Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. SGEM. M*. Vol. 20. Iss. 4.1. P. 547–552. <https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.068>
- Nigmatullin N., Frolova L., Gareev B. (2020). Subfossil Cladoceran from the Bottom Sediments of Lake Lebedinoe (Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia). *Kazan Golovkinsky "Young Scientists" Stratigraphic Meeting*. P. 143–147.
- Nigmatullin N., Frolova L., Nigamatzyanova G. et al. (2020). A study of zooplankton in tundra lakes of the pechora river delta (North-Eastern European Russia). *20th Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. SGEM*. Vol. 20. Iss. 4.1. P. 289–296. <https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.036>
- Nigmatullin N.M., Frolova L.A. (2019). Zooplankton community structure and environmental conditions of tundra lakes in the Pechora River delta (Northern Russia). *19th Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. SGEM*. Vol. 19. Iss. 5.1. P. 817–824.
- Nikonova A.N. (2016). Transformatsiya ekosistem del'ty Pechory v zone vliyaniya Kumzhinskogo gazokondensatnogo mestorozhdeniya (Nenetskiy Avtonomnyi Okrug) (Transformation of Floodplain Ecosystems in the Pechora Delta within the Kumzhinsk Gas Condensate Field (Nenets Autonomous Okrug)). PhD thesis. Moscow: Institute of Geography of RAS (Publ.). 29 p. (in Russ.)
- Nikonova A.N. (2015). Transformation of Floodplain Ecosystems in the Pechora Delta within the Kumzhinsk Gas Condensate Field (Nenets Autonomous Okrug). *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. No. 5. P. 117–129. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-5-117-129>
- Orlova Yu.S. (2013). Using of diversity indexes to analysis of algoflora of Alatyr river basin. *Vest. Mordovskogo universiteta*. Iss. 3–4. P. 53–57. (in Russ.)
- Pantle F., Buck H. (1955). Die biologische Überwachung der Gewässer und die Darstellung der Ergebnisse. *Gas-Wasserfach*. Vol. 96. Iss. 18. P. 604–620.
- Preis Yu.I., Simonova G.V., Slagoda E.A. (2016). Detailed stratigraphy and dynamics of Central Yamal Khasyrey during the late Holocene. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. Vol. 327. Iss. 10. P. 35–49.
- Rautio M. (2007). Cladocera S.A. Elias (ed.). *Encyclopedia of Quat. Sci.* Elsevier (Publ.). P. 463–472.
- Rautio M., Dufresne F., Laurion I. et al. (2011). Shallow Freshwater Ecosystems of the Circumpolar Arctic. *Ecoscience*. Vol. 18. Iss. 3. P. 204–222. <https://doi.org/10.2980/18-3-3463>
- Reimer P., Bard E., Bayliss A. et al. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon*. Vol. 55. Iss. 4. P. 1869–1887. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Salonen J.S., Seppä H., Väliranta M. et al. (2011). The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia. *Quat. Res.* Vol. 75. Iss. 3. P. 501–511. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.01.007>
- Sarmaja-Korjonen K. (2001). Correlation of fluctuations in cladoceran planktonic: littoral ratio between three cores from a small lake in southern Finland: Holocene water-level changes. *The Holocene*. Vol. 11. Iss. 1. P. 53–63. <https://doi.org/10.1191/0959683016770713>
- Sarmaja-Korjonen K., Hakojärvi M., Korhola A. (2000). Subfossil remains of an unknown chydorid (Anomopoda: Chydoridae) from Finland. *Hydrobiologia*. Vol. 436. Iss. 1–3. P. 165–169. <https://doi.org/10.1023/A:1026502219867>
- Sarmaja-Korjonen K., Kultti S., Solovieva N. et al. (2003). Mid-Holocene palaeoclimatic and palaeohydrological conditions in northeastern European Russia: a multiproxy study of Lake Vankava. *J. Paleolimnology*. 2003. Vol. 30. P. 415–426.
- Semenov V.F. (2016). The study of the geomorphology of the Pechora River valley and adjacent territories. *Izvestiya Komi otdeleniya RGO. Mat-ly Kompleksnoi Pechorskoj ekspeditsii*. Syktyvkar: Geoprint (Publ.). Vol. 1. P. 9–25. (in Russ.)
- Shannon C.E., Weaver W. (1963). The mathematical theory of communication. Illinois press (Publ.). 117 p.
- Sinev A.Yu. (2002). A key to identifying cladocerans of the genus Alona (Anomopoda, Chydoridae) from the Russian European part and Siberia. *Zoologicheskii zhurnal*. Vol. 81. Iss. 8. P. 926–939. (in Russ.)
- Smirnov N.N. (1971). Fauna SSSR. Rakoobraznye (Fauna of the USSR. Crustaceans). Leningrad: Nauka (Publ.). Vol. 1. Iss. 2. P. 351. (in Russ.)
- Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. (2017). Paleolimnological Studies in Russian Northern Eurasia: A Review. *Contemp. Probl. Ecol.* Iss. 4. P. 369–380. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040102>
- Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K. (2007). Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society. 84 p.
- Valieva E., Frolova L., Nigamatzyanova G. et al. (2020). Diatoms in bottom sediments of the arctic lake in the pechora river delta (Nenets Autonomous Okrug, Russia). *20th Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. SGEM*. Vol. 20. Iss. 4.1. P. 391–398. <https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.049>
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quat. Sci.* Vol. 27. Iss. 7. P. 649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Zinnatova E., Frolova L., Kulikovskiy M. (2018). Diatom complexes in the bottom sediments of rubskoe lake (The east european plain, Russia). *Int. Multidisciplinary Sci. GeoConf. Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*. Vol. 18. Iss. 5.1. P. 275–282. <https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.036>

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.4.03:556.55(470.317)

СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДОННОГО РЕЛЬЕФА  
ЧУХЛОМСКОГО ОЗЕРА (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)<sup>#</sup>

© 2023 г. К. Г. Филиппова<sup>1,\*</sup>, Е. А. Константинов<sup>1</sup>, А. Л. Захаров<sup>1</sup>, Н. В. Кузьменкова<sup>1,2</sup>,  
А. А. Медведев<sup>1</sup>, М. Г. Мельников<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, химический факультет, Москва, Россия

<sup>3</sup>ВШЭ, факультет географии и геоинформационных технологий, Москва, Россия

\*E-mail: [xenia.filippova@igras.ru](mailto:xenia.filippova@igras.ru)

Поступила в редакцию 15.08.2023 г.

После доработки 02.09.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Представлены результаты исследования донного рельефа и строения донных отложений Чухломского озера (Костромская область, Чухломский район). Результаты собственной батиметрической съемки позволили существенно детализировать имеющиеся представления о топографии озерного дна. Участки повышенных глубин имеют вид двух ложбин, расходящихся от центра озера в сторону г. Чухлома. Максимальная глубина внутри ложбин (и для всего озера) достигает 5.4 м, средняя глубина озера составляет 2.2 м. В рельефе дна выражены две ступени – 2.0–2.4 м и 1.5–1.8 м.

Строение донных отложений Чухломского озера вскрыто бурением со льда двумя скважинами: Chu7A – на участке фоновых глубин (длина керна 9.45 м); и Chu13A – внутри ложбины (длина керна 7.45 м). Для керна Chu13A получено 5 радиоуглеродных AMS дат. Осадочные последовательности доголоценовой части обоих кернов обнаруживают высокое сходство по строению и абсолютным высотам маркирующих горизонтов, выделенных по комплексу литологических анализов. Строение и мощность голоценового осадка существенно различается. На участке фоновых глубин мощность органоминерального ила голоценового возраста составляет 3.8 м, а внутри ложбины мощность этого слоя составляет всего 1.45 м. Причем в строении голоценового осадка внутри ложбины наблюдаются перерывы в осадконакоплении, возраст которых на основании модели осадконакопления оценивается как 10.6–5.3 и 4.9–0.06 кал. тыс. л. н. Вероятным механизмом происхождения ложбин является локализованная эрозия, вызванная ветровыми течениями в условиях крайне мелководного озера. Дополнительным фактором эрозии может выступать дегазация донных отложений, приводящая к разрыхлению придонного слоя осадков, что делает их податливыми для размыва. Прекращение размыва осадка внутри ложбины совпадает по времени с сооружением плотины на реке Вёкса и подъемом уровня озера на 1.0–1.5 м в 1960-х гг.

**Ключевые слова:** рельеф озерного дна, озерные отложения, литологические исследования, радиоуглеродный анализ, палеолимнология, генезис донного рельефа

**DOI:** 10.31857/S2949178923040047, **EDN:** HRXGEY

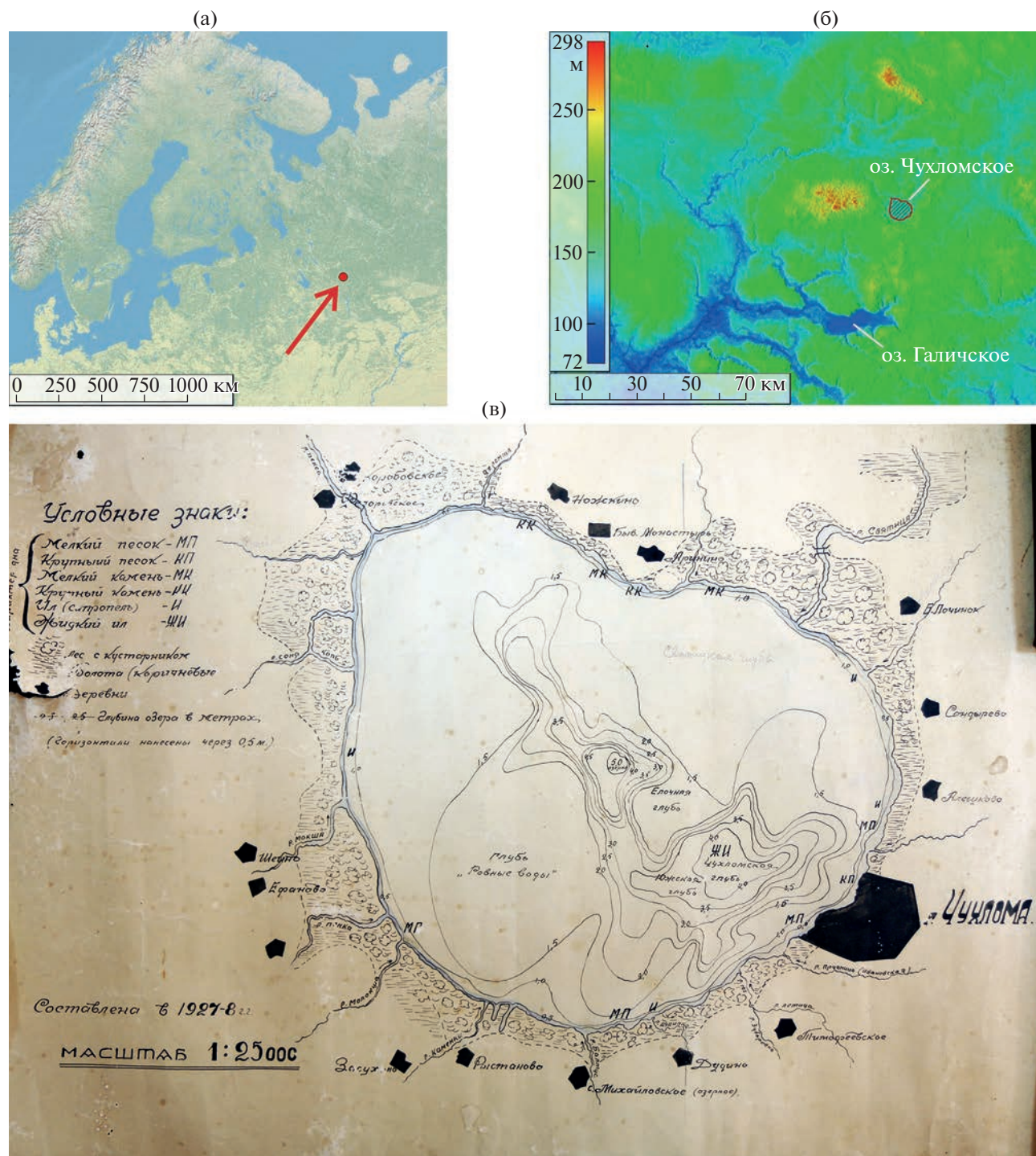
ВВЕДЕНИЕ

Чухломское озеро расположено в северной части Костромской области (Чухломский район) на Галичско-Чухломской возвышенности (водораздел рек Костромы и Унжи) (рис. 1, (а, б)). Оно является одним из крупнейших и наиболее древних озер центра Восточно-Европейской равнины наряду с такими озерами, как Плещеево, Неро и Га-

личское. Расположение озера к югу от границы последнего валдайского оледенения (Геологическая карта..., 1972), дает основание предполагать, что озеро образовалось после отступления московского ледникового покрова – т.е. его возраст может достигать 130–150 тыс. л.

Первые научные сообщения, касающиеся донного рельефа и отложений озера, относятся к началу XX столетия. В работе А. Грачева 1902 г. описывается неоднородность рельефа дна Чухломского озера: “Дно озера на несколько метров покрыто тонким илом, наибольшая глубина современного дна – 4.5 м; средняя глубина – около 1.5 м. Как и в Галичском озере, глубокие места

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Филиппова К.Г., Константинов Е.А., Захаров А.Л. и др. (2023). Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область) // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 145–162. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040047>; <https://elibrary.ru/HRXGEY>



**Рис. 1.** Чухломское озеро.

(а) — обзорная топографическая карта Европейского Севера; (б) — цифровая модель рельефа SRTM; (в) — архивная батиметрическая карта, составленная Г.Г. Чалеевым в 1927–1928 гг., фотокопия. Находится в Чухломском краеведческом музее.

**Fig. 1.** Chukhlomskoe Lake.

(а) — overview topographic map of the European North; (б) — digital elevation model SRTM; (в) — archival bathymetric map compiled by G.G. Chaleev in 1927–1928, photocopy. Located in the Chukhloma Museum of Local Lore.

(2.5–4.5 м) здесь расположены полосами, хотя встречаются и овальные углубления. Таково, например, Святицкое озерко (2–2.5 м глубины) в

северо-восточной части, напротив Городецкого монастыря, в  $\frac{3}{4}$  версты от берега. Преобладающее направление глубей — с востока на запад; ширина

от 100–160 метров” (Грачев, 1902, с. 13). Исторически углубления донного рельефа имеют местные названия – глуби Чухломская, Дудинская, Ефановская, Святицкая, Святицкое озерко, Южная, Елочная, глубь Ровные воды и др. “Несколько углубленная полоса, примерно на 0.5–0.75 метра, тянется во многих местах близ берега, параллельно ему, а также отходят небольшие заструги от впадающих речек. Такова, например, Михайловская застрада, против речки Каменки, в 40 метров ширины, 2 метра глубины и около 400 м длины. Все остальное дно озера лежит между 1.25–1.75 метра глубины и покрыто густыми зарослями водорослей; кое-где виднеются разбросанные по озеру островки” (Грачев, 1902, с. 14). Подробной карты, соответствующей этому описанию, не обнаружено.

В Чухломском краеведческом музее находится батиметрическая карта озера, составленная в 1927–28 гг. Г.Г. Чалеевым (рис. 1, (в)), которая местами значительно отличается от описания А. Грачева (Грачев, 1902). На карте Чалеева “озерко”, расположенное в центральной части озера, имеет глубину 5.0 м.

Озеро активно изучалось в 20–30-е гг. XX в. с целью разведки запасов сапропелевых отложений, но фактический материал опубликован лишь в небольших описательных статьях (Чернов, 1930; Штурм, 1932). Изыскания по оценке запасов сапропеля снова проводились в 1959 и 1992–1993 гг. (Стахневич, 1959; Гурин, 1993). Изучалось строение верхней части донных отложений, площадное распространение сапропеля, описаны типы сапропеля и изучен его химический состав.

Во второй половине XX в. научные работы, в основном, были посвящены рыбохозяйственным задачам, изучались гидрохимический режим и экологические характеристики водоема (Баранов и др., 1981; Чередниченко, 1987; Сиротина, Воронцова, 2016; Тимофеева, Юхно, 2019).

Анализ литературы показал, что донные отложения озера практически не изучены в палеогеографическом отношении. В опубликованных работах не обнаружено значимых палеогеографических реконструкций, отсутствуют датировки сапропелевых отложений, не обнаружено количественных данных о литологическом составе отложений, не проводились палеонтологические исследования. Опубликованные данные о донном рельефе весьма противоречивые, а существующая батиметрическая карта имеет низкую детальность.

Автономное положение Чухломского озера в пределах возвышенности, небольшая площадь водосбора, отсутствие крупных притоков создают предпосылки для медленного, стабильного и непрерывного осадконакопления, что позволяет

рассматривать его отложения как перспективный седиментационный палеоархив верхнего плейстоцена и голоцена регионального значения.

Настоящее исследование нацелено на получение первых достоверных данных о батиметрии и генезисе донного рельефа, а также о строении, составе и возрасте верхней части донных отложений Чухломского озера.

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований (рис. 1, (а, б)) расположен в пределах высокого Костромского Заволжья и представляет собой возвышенную холмистую равнину, сформировавшуюся в результате ледниковой аккумуляции и последующей эрозии (Кордун и др., 1965).

Чухломское озеро расположено в пределах Галичско-Чухломской возвышенности, которая имеет максимальные для Костромской области высоты – от 150.0 до 293.3 м. У озера небольшой водосбор и компактный размер – площадь водосбора по данным Государственного водного кадастра (1986) составляет 269 км<sup>2</sup>, площадь водной поверхности – 49.15 км<sup>2</sup> при максимальной длине озера с СЗ на ЮВ 8.8 км и максимальной ширине с ЮЗ на СВ 7.6 км. Чухломское озеро является вторым по площади (после Галичского) на территории Костромской области. Абсолютная высота уреза – 148.9 м. В озеро впадают небольшие реки – Святица, Сандоба, Соня, Ивановская и др., вытекает река Вёкса Чухломская. Озеро относится к средне- и слабопроточным по скорости внешнего водообмена, в нем преобладают автохтонные процессы. Сток твердого, биогенного и загрязняющих веществ затруднен. Озеро является высокопродуктивным. Берега озера заболачиваются в настоящее время, площадь водной поверхности сокращается, ухудшаются условия обитания промысловых видов рыб (в осеннее и зимнее время часты заморы), происходит процесс активной эвтрофикации водоема (Тимофеева, Юхно, 2019).

В 1963 г. на р. Вёксе, вытекающей из озера, была построена шандорная переливная плотина (высота верхнего бьефа 150.0 м, нижнего – 148.4 м) (Румянцев и др., 2015), отремонтированная в 2010-х гг. (со слов местных жителей). Плотина подняла уровень озера примерно на 1.0–1.5 м. Это нужно учитывать при сравнении описаний и карт первой половины XX в. с современными.

Особенность водного режима Чухломского озера определяется не только наличием плотины, но и распространением вокруг озера заболоченных территорий (около 17% площади водосбора занято одним только болотным массивом – ООПТ “Святое болото”) (Тимофеева, Юхно, 2019).

Климат района умеренно-континентальный, с коротким теплым летом и продолжительной холодной и многоснежной зимой. По данным для середины XX в. озеро замерзает, в среднем, к 30 октября, а очищается ото льда к 5 мая. В зимний сезон 2014–2015 гг. ледостав установился 16 октября, а вскрытие ото льда произошло 22 апреля (Сиротина, Воронцова, 2016). В период весеннего половодья уровень воды в озере поднимается над меженным в среднем на 0.32 м, максимальные значения — 0.66 м. Средняя годовая температура воздуха в г. Чухломе достигает 2.1 °С, среднее годовое количество осадков — 589 мм (Кордун и др., 1965). Положение района в зоне избыточного увлажнения создает благоприятные условия для прогрессирующего заболачивания низинных участков, а высокие летние температуры способствуют интенсивному торфообразованию. В районе преобладают ветры Ю, ЮЗ и ЮВ румбов (Научно-прикладной ..., 1992). А. Чернов (1930) отмечает, что по летнему термическому режиму Чухломское озеро имеет черты мелководных водоемов прудового типа, а состояние равенства температур по глубине достигается по причине перемешивания из-за частых ветров. Средние скорости ветра вблизи озера — 2.4–3.4 м/с, минимальные наблюдаются в июле-сентябре, максимальные — в октябре-июне (Кордун и др., 1965). При этом случаются и шторма, когда от берегов отрываются крупные куски сплавин, которые перемещаются по озеру в виде плавучих островов.

Залесенность района составляет 70–80% (Кордун и др., 1965), что вместе с низкой расчлененностью рельефа затрудняет эрозию внутри водосборного бассейна озера.

В 1936 г. профессором К.К. Марковым были обследованы расположенные вблизи г. Чухломы Ивановский и Семеновский овраги, в которых описаны погребенные торфяники и озерные глины, залегающие на валунных суглинках (Марков, 1940). Отложения были отнесены к миккулинским межледниковым образованиям (Жузе, 1939). Ледниковых отложений валдайского возраста в пределах рассматриваемого района не описано. Котловина Чухломского озера вложена в ледниково-аккумулятивные отложения довалдайских оледенений и межледниковий. Водоносный горизонт ниже- и среднечетвертичных аллювиальных и флювиогляциальных отложений подстилается водоупорными верхнеюрскими глинами (Гидрогеологическая карта..., 1973).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Сбор полевых материалов.** На первом этапе полевых работ в феврале 2021 г. в районе Чухломской губы были выполнены рекогносцировочные промеры глубины со льда с помощью лота для верификации архивной карты и выбора пер-

спективных участков для бурения донных отложений. Оказалось, что распределение глубин на имеющейся карте Г.Г. Чалеева 1927–1928 гг. не полностью совпадает с реальной батиметрией водоема. Поэтому потребовалось проведение собственной детальной батиметрической съемки всей акватории озера, которая была осуществлена в июле 2021 г.

Рекогносцировочное обследование донных отложений со льда было проведено ручным буром Eijkelkamp (13 точек). По результатам обследования были выбраны места для бурения опорных колонок при помощи поршневого бура Ливингстона (Wright, 1967). В нашей модификации бур имеет пробоотборник длиной 1 м, его диаметр составляет 50 мм. Бурение проводилось в стык, без перекрытия. Получены 2 колонки отложений на морфологически различных участках озерного дна. Колонка Chu13A в глубоководной части (ложбине) имеет длину 7.45 м, а колонка Chu7A на поверхности фоновых глубин — 9.45 м. Для участка Chu13A дополнительно выполнен отбор верхней слабоконсолидированной части осадка по методике Е.А. Константинова при помощи подъема и заморозки придонного слоя (Konstantinov, 2019).

**Батиметрическая съемка и ДЗЗ.** Во время летней экспедиции в 2021 г. выполнены работы по эхолотированию озерного дна. В качестве оборудования использовались двулучевой эхолот Deeper Pro+ и многолучевой эхолот Lowrance HDS-9 Live, совмещенный с локатором бокового обзора. Съемка велась с двух разных лодок и двумя разными способами крепления приборов: эхолот Deeper Pro+ буксировался за лодкой, а эхолот Lowrance HDS-9 Live жестко крепился к дну лодки. Разница в глубине погружения эхолота учитывалась на этапе постобработки материалов съемки. В итоге проведено полное эхолотирование озера, а общая длина маршрутов съемки превысила 80 км.

Для первичной работы с данными эхолотирования использовался программный пакет Reef-Master, который позволил интегрировать данные обоих эхолотов, просматривать и корректировать данные съемки, анализировать данные с локатора бокового обзора. Затем все данные с обоих эхолотов были экспортированы в программу Surfer, где производилась интерполяция данных различными методами и строились цифровые модели дна водоема. Окончательное оформление карт осуществлялось в программе Global Mapper21, в которой производилась трехмерная визуализация и подбор светотеневой пластики при отображении для более выразительного оформления рельефа дна.

Картографирование участков донных эманий (выхода газа и/или разгрузки подземных вод) проведено на основе материалов сканирования

дна при помощи гидролокатора бокового обзора, установленного на эхолоте Lowrance HDS-9 Live, который позволяет с высокой точностью определять детали рельефа дна водоема и плотность донных отложений. Также эта задача решалась на основе анализа космических снимков. Обработка дистанционной информации была нацелена на выявление косвенных дешифровочных признаков — обнаружение полыней. Источником дистанционной информации послужили временные серии снимков со спутников PlanetScope за период 2017–2022 гг. В основном использовались снимки за зимний период с ноября по апрель, когда озеро было полностью покрыто льдом. Наиболее информативными оказались снимки, которые захватывают период установления и разрушения ледового покрова, так как именно в это время достаточно достоверно можно идентифицировать полыни. Кольцевые структуры на поверхности льда часто служили дополнительным индикатором. Яркие характеристики льда на космических снимках изменяются по мере приближения к центру полыни. Еще одним устойчивым признаком для дешифрирования таких мест являются трещины в ледяном покрове водоема в период ледостава.

Участки донных эманаций детектировались и при анализе эхограмм. На профиле эхограммы, прежде всего, распознается смена типа донного грунта. В придонном слое воды на таких участках присутствует органоминеральная взвесь, наличие которой выражается в плавном затухании отраженного сигнала на эхограмме. Крупные выходы на эхограмме представлены углублениями в донном грунте. Другой характерной чертой для детектирования по эхограмме являются температурные аномалии приповерхностного слоя воды. Это происходит в результате подъема придонных вод к поверхности. В летний сезон такие участки характеризуются низкотемпературными аномалиями у поверхности. В зимний сезон, наоборот, — высокотемпературными аномалиями.

**Исследование радионуклидов.** Исследование верхней части осадка позволяет оценить современные темпы осадконакопления путем изучения распределения по глубине радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и неравновесного  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ). Для естественных радиоактивных маркеров, таких как  $^{210}\text{Pb}$ , лимит оценки возраста донных осадков с их использованием равен десяти периодам полураспада. В случае с неравновесным свинцом, период полураспада которого составляет 22 года, лимит оценки равен 220 годам (с высокой степенью достоверности — до 180 лет). Техногенный  $^{137}\text{Cs}$  попал в окружающую среду в результате глобальных испытаний ядерного оружия и ядерных катастроф, поэтому периоды его выпадений известны. Техногенный  $^{137}\text{Cs}$  выпадал из атмосферы в

период с 1954 до 1980 г. с максимумами в 1958 и 1963 г. На Европейской территории СССР  $^{137}\text{Cs}$  чернобыльского происхождения выпадал, в основном, в период с 26 апреля по 15 мая 1986 г. (Corbett, Walsh, 2015).

Исследование короткоживущих радионуклидов было выполнено для верхней части осадка на участке внутри ложбины — Чу13А. Замороженный керн длиной 0.6 м был распилен на образцы с шагом 2–4 см. Образцы были просушены при температуре 105 °С, перетерты и упакованы в пластиковые контейнеры для последующего гамма-спектрометрического анализа. Массы образцов составили от 1 до 6 г. Определение содержания гамма-активных радионуклидов осуществлялось при помощи гамма-спектрометра ORTEC GEM-C5060P4-B с применением полупроводникового детектора из сверхчистого германия (HPGe) с бериллиевым окном и относительной эффективностью 20%. Время экспозиции проб от 60000 до 250000 с в зависимости от наблюдаемой интенсивности регистрации искомых радионуклидов. Анализ выполнен на кафедре радиохимии Химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

**Исследования литологического состава отложений.** Комплексный литологический анализ образцов из колонок Чу7А и Чу13А выполнен с шагом 5 см в лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН.

**Гранулометрический анализ** отложений проведен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 с приемником-диспергатором Hydro EV. Пробоподготовка образцов включала удаление карбонатной составляющей осадка при помощи обработки 10% раствором соляной кислоты HCl и удаление органического вещества при помощи 30% раствора пероксида водорода  $\text{H}_2\text{O}_2$ . После отмывки от реактивов в образцы добавлялся 4% раствор пиррофосфата натрия  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  для стабилизации суспензии. Затем образцы направлялись в анализатор для измерения. Пипеткой образец переносился из пробирки в кювету блока приемника-диспергатора, где материал интенсивно перемешивался и обрабатывался ультразвуком в течение 100 с перед измерением. Каждый образец был измерен 9 раз при одной загрузке, результат усреднен в программном обеспечении анализатора Mastersizer v.3.62. Расчет распределения частиц по размерным фракциям произведен на основе дифракционной модели Ми (Ozer et al., 2010).

**Потери при прокаливании (ППП)** определены согласно методике Heiri et al. (2001). На первом этапе образцы объемом 5–10 мл, помещенные в фарфоровые тигли, высушивались при температуре 105 °С на протяжении 12 ч. Далее производилось последовательное прокалывание при температуре 550 °С (4 ч) и 950 °С (2 ч). Потери в весе

определялись после каждого этапа путем взвешивания на электронных весах. Результирующие значения вычислялись следующим образом:  $ППП\ 550 = ((DW105 - DW550)/DW105) \times 100$ ;  $ППП\ \Delta 950 = ((DW550 - DW950)/DW105) \times 100$ , где DW – сухой вес. Согласно (Bengtsson, Enel, 1986; Heiri et al., 2001) ППП 550°C позволяют оценить содержание органического вещества в осадке, а разница ППП 950°C и ППП 550°C характеризует потери CO<sub>2</sub> карбонатов. Оценка содержания карбоната кальция (CaCO<sub>3</sub>) выполнялась по методике (Dean, 1974) путем деления ППП  $\Delta 950$  на 0.44.

*Измерение удельной (массовой) магнитной восприимчивости (МВ)* выполнялось на каппаметре ZH Instruments 150L. Методика измерения опирается на рекомендации, описанные в работе Maher et al. (1998). Образцы объемом 8–12 мл предварительно высушивались до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу на протяжении 24 ч при 40°C. Далее определялась масса образцов путем взвешивания на электронных весах с точностью 0.01 г. Затем образцы, помещенные в пластиковые бюксы, погружались в измерительную кювету каппаметра. Для каждого образца выполнялось по 4 измерения. Итоговый результат вычислялся нахождением среднего значения.

*Определение возраста отложений.* Методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) определен радиоуглеродный возраст шести образцов органоминерального и минерального ила по валовому органическому углероду для колонки Chu13A. Пробоподготовка образцов произведена в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН, измерение – в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена с помощью алгоритма OxCal20 (Reimer et al., 2020).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Донный рельеф.* Составленная модель глубин (рис. 2) существенно уточнила представления о морфологии озерной ванны. Результаты съемки показали, что участки повышенных глубин имеют вид двух замкнутых ложбин, расходящихся от центра озера в сторону г. Чухломы. Ложбины расходятся под углом 40° и через 1 км от точки разделения простираются почти параллельно по азимуту 130°. Ширина единой ложбины (до разделения) в центральной части озера составляет 900 м. Ширина западной ложбины составляет 550–750 м. Ширина восточной ложбины составляет 450–600 м. Протяженность ложбин составляет 4.8 и 5.2 км соответственно. Концы ложбин загибаются вблизи г. Чухлома в противоположных направлениях и протягиваются вдоль берега на 1.2 и 2.0 км. Северо-западное окончание ложбинного комплекса резко обрывает-

ся, в рельефе дна нет признаков продолжения ложбины в направлении истока Вёксы.

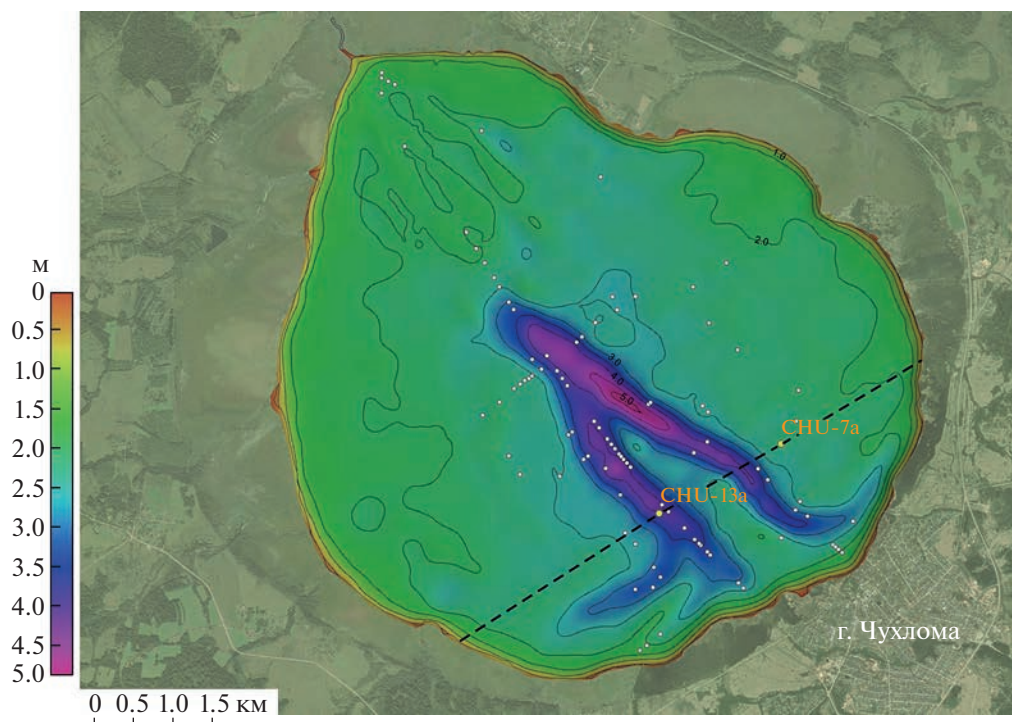
Площадь озера по нашим данным составляет 49.15 км<sup>2</sup> (включая залив до плотины), объем воды – 0.1084 км<sup>3</sup>. Максимальная глубина в ложбинах (и для всего озера) достигает 5.4 м. Среднее значение глубины озера, определенное по совокупности точек промеров, составляет 2.4 м. Медианное значение – 2.26 м, модальное – 2.24 м. Средняя глубина озера, определенная гидрологическим методом (S/V), составляет 2.2 м. По гистограмме частоты встречаемости глубин (рис. 3) в рельефе озерного дна выделяются две ступени: глубины 1.6–1.7 м занимают 9.2% площади дна, а глубины 1.9–2.5 м – 63.3%. На глубины более 2.5 м приходится 20.5% площади дна, а на глубины менее 1.6 м всего 4.5%.

*Состав и строение донных отложений.* В строении кернов Chu13A и Chu7A наблюдаются как черты сходства, так и различия (рис. 4). Нижние части обеих колонок характеризуются схожим строением. В основании залегает неслоистый однородный серый минеральный ил (содержание органического вещества менее 5%). В кровле минерального ила наблюдается повышенное содержание песчаной фракции в обеих колонках. Выше содержание органического вещества плавно возрастает и в маломощном слое темно-серого органоминерального ила достигает 10.0–15.0%. Его перекрывает слой светло-серого карбонатного ила (содержание CaCO<sub>3</sub> 43.0–51.0%) мощностью 0.18–0.20 м. Карбонатный ил перекрыт органоминеральным илом (содержание органического вещества более 40%) буро-оливкового цвета. Мощность этого слоя в колонках разная: 0.85 м в колонке Chu13A и 3.2 м в колонке Chu7A. Самая верхняя часть осадка представлена органическим слабоконсолидированным буро-оливковым илом мощностью до 0.6 м. Подробное строение колонок приведено в табл. 1 и 2.

В гранулометрическом отношении по классификации S.J. Blott и K. Pye (2001, 2012) осадок Чухломского озера представлен слабо песчанистыми, слабо глинистыми средними и крупными (реже очень крупными) алевритами, песчаная фракция в примеси имеет тонко- и мелкозернистую размерность. Крупные включения отсутствуют.

Значения МВ приведены (рис. 4) для низкой частоты 500 Hz. Характерные участки вариаций кривых (рис. 4) дают дополнительные основания для корреляции между кернами. Так, в слое опесчаненного минерального ила наблюдаются пиковые значения МВ в обоих кернах, хорошо согласующиеся по форме кривых.

В распределении медианного размера частиц (Md) силикатной части осадка по обоим колонкам наблюдается несколько пиков с повышенными

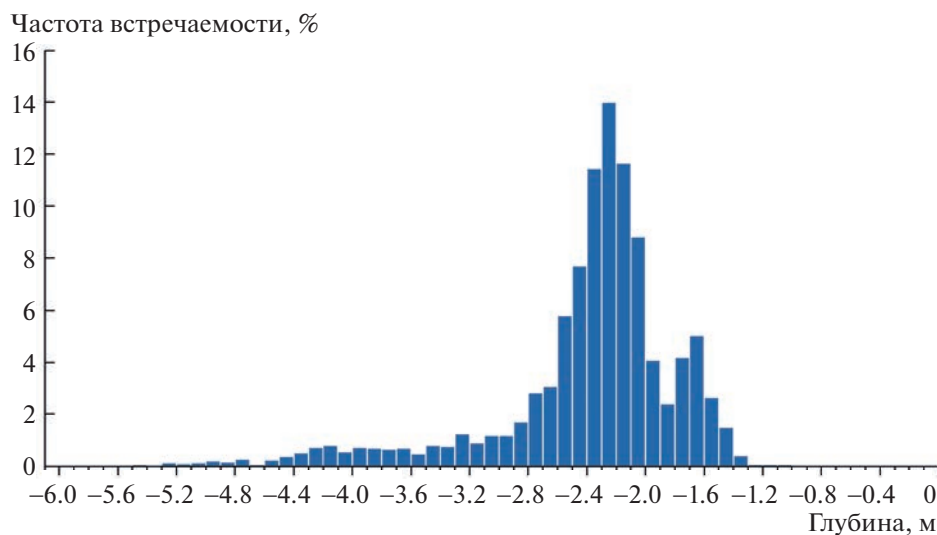


**Рис. 2.** Модель глубин Чухломского озера.

Белыми точками показаны места выхода подземных вод и/или разгрузки газов по данным эхолотирования и дешифрирования космических снимков. Пунктирная линия показывает расположение профиля, рассмотренного на рис. 5. Изобаты проведены через 0.5 м.

**Fig. 2.** Bathymetric model of Chukhlomskoe Lake.

White dots show the places of groundwater outlet and/or gas discharge according to echo sounding data and image space analysis. The dashed line shows the location of the profile considered in fig. 5. Isobaths are drawn every 0.5 m.

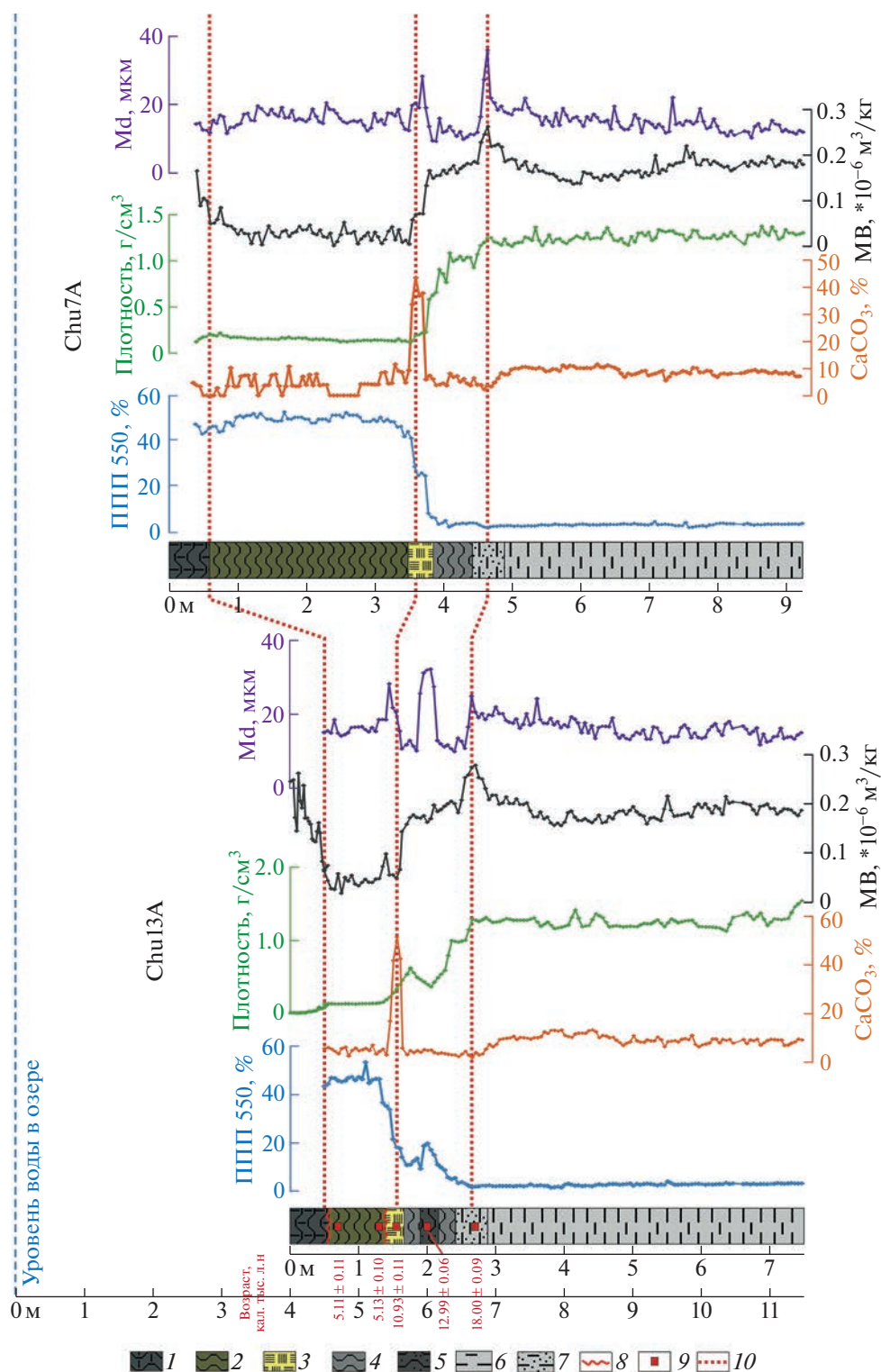


**Рис. 3.** Частота встречаемости различных глубин Чухломского озера по данным батиметрической съемки.

**Fig. 3.** Histogram of the frequency of Chukhlomskoe Lake depths according to bathymetric data.

ми значениями. Верхний пик в колонке Chu7A наблюдается на глубине 5.9 м (28.3 мкм), нижний, максимальный для всей колонки — на глубине 6.85 м (36.0 мкм). В колонке Chu13A им соответ-

ствуют значения верхнего пика на глубине 5.45 м (28.3 мкм) и нижнего — на глубине 6.65 м (24.9 мкм). А между ними на глубине 5.95–6.15 м выделяется опесчаненный прослой (32.3 мкм),



**Рис. 4.** Строение, состав и возраст донных отложений Чухломского озера на двух участках бурения (корреляционная схема).

*Ил:* 1 – органический, слабоконсолидированный, 2 – органоминеральный (содержание органического вещества более 40%), 3 – карбонатный, 4 – органоминеральный (содержание органического вещества от 10 до 15%), 5 – органоминеральный опесчаненный (содержание органического вещества от 15 до 20%), 6 – минеральный (содержание органического вещества менее 5%), 7 – минеральный (содержание органического вещества менее 5%), опесчаненный; 8 – предполагаемый перерыв в осадконакоплении; 9 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование по валовому органическому углероду с полученными датировками (кал. тыс. л. н., OxCal20); 10 – линии корреляции слоев. ППП 550 – содержание органического вещества (%), по данным измерения потерь при прокаливании; CaCO<sub>3</sub> – со-

позволяющий выделить слой 4b, который отсутствует в колонке Chu7a. В обеих колонках пики содержания песчаной фракции предшествуют максимальным значениям содержания карбонатного вещества. В этих горизонтах повышенным значениям Md соответствуют и повышенные значения MB: в колонке Chu7a нижний пик значений наблюдается на глубине 6.85 м ( $0.26 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ), а верхний — на глубине 6.0 м ( $0.17 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ). В колонке Chu13a им соответствуют значения нижнего пика на глубине 6.7 м ( $0.28 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ) и верхнего пика на глубине 5.4 м ( $0.10 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ). Современный этап осадконакопления также характеризуется повышением значений MB в обеих колонках.

Осадок начинает значимо уплотняться с глубины 5.95 м ( $0.23 \text{ г}/\text{см}^3$ ) в колонке Chu7a и глубины 5.45 м ( $0.23 \text{ г}/\text{см}^3$ ) в колонке Chu13a. Граница минерального ила, опесчаненного в верхней части, хорошо заметна по следующему изменению плотности — 6.75 м ( $1.17 \text{ г}/\text{см}^3$ ) в колонке Chu7a и 6.65 м ( $1.29 \text{ г}/\text{см}^3$ ) в колонке Chu13a.

Ход кривой содержания органического вещества выявляет следующие закономерности: максимальное содержание органического вещества в колонке Chu7a наблюдается на глубине 4.8 м (52.4%), а в колонке Chu13a — на глубине 5.1 м (53.4%). Нижний пик содержания органического вещества в колонке Chu13a распложен на глубине 6.0 м (19.7%), а в колонке Chu7a он практически не выделяется и выглядит небольшим повышением (25.6% на глубине 5.9 м) на фоне общего снижения. Переход к стабильным для нижней части толщи значениям содержания органического вещества в колонке Chu7a происходит на глубине 6.75 м, а в колонке Chu13a — на глубине 6.5 м.

Графики изменения содержания  $\text{CaCO}_3$  имеют высокое сходство и позволяют выделить слой карбонатного ила (слой 3) в обеих колонках.

Слой карбонатного ила является наиболее четким маркирующим горизонтом, его верхняя граница в двух колонках расположена на близкой абсолютной высоте: в колонке Chu7a она расположена всего на 0.35 м ниже, чем в колонке Chu13a. Абсолютные высоты пиковых значений остальных характеристик так же расположены близко — от 0.1 (плотность минерального ила и нижний пик содержания органического вещества) до

0.45 м (верхний пик содержания органического вещества и Md). Положение исследованных колонок в донном рельефе показано на рис. 5.

**Возраст отложений Чухломского озера.** Возраст отложений, определенный по колонке Chu13a методом AMS, представлен в табл. 3.

По результатам радиоуглеродного датирования для колонки Chu13a построена возрастная модель осадконакопления с использованием байесовского подхода в программе Rbaco (Blauw, Christen, 2011) (рис. 6). Согласно модели, основанной только на результатах AMS-датирования, возраст перерывов в осадконакоплении оценивается между 10.6 и 5.3 тыс. л. н. и между 4.8 и 1.3 тыс. л. н.

Исследования содержания радиоактивных изотопов верхней части колонки Chu13a выявили четкий пик содержания радиоактивного изотопа цезия  $^{137}\text{Cs}$  ( $5.7 \text{ кБк}/\text{м}^2$  на глубине 0.42 м от поверхности дна), соответствующий Чернобыльской катастрофе 1986 г. (Kuzmenkova et al., 2023). Распределение неравновесного свинца позволяет предположить, что слабоконсолидированные отложения до глубины 0.55 м накоплены не более, чем за последние 50–60 лет (рис. 6). Эти данные позволили скорректировать возраст второй эрозионной фазы и определить ее между 4.9 тыс. л. н. и 50–60 л. н.

**Процессы в придонном слое осадка.** Во время зимних полевых работ при общении с местным населением было выяснено, что на озере формируется неоднородный ледовый покров, и есть участки (полыны), где лед утончен или не образуется вовсе — так называемые “майны” или “ключи” (рис. 7). При маршрутном обследовании озерного льда было установлено, что для этих участков характерны газопроявления. В тонком прозрачном льду над несколькими “ключами” было зафиксировано скопление пузырей газа.

Помимо этого, донные осадки оказались пористыми — в разных колонках во время полевых работ пористость отмечена на глубинах от 6 до 11 м, что говорит о газонасыщенности отложений.

Эхолот Lowrance HDS-9 Live, оснащенный встроенным гидролокатором бокового обзора, позволил закартировать места выхода донных эманаций, попавшие в поле зрения по маршруту съемки

содержание карбоната кальция (%), по данным измерения потерь при прокаливании; MB — удельная магнитная восприимчивость ( $\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ); Md — медианный размер частиц, мкм.

**Fig. 4.** Structure, composition and age of bottom sediments of Chukhlomskoe Lake at two drilling sites (correlation scheme). 1 — organic silt, weakly consolidated, 2 — organomineral silt (organic matter content over 40%), 3 — carbonate silt, 4 — organomineral silt (content of organic matter from 10 to 15%), 5 — organomineral sandy silt (organic matter content from 15 to 20%), 6 — mineral silt (organic matter content less than 5%), 7 — mineral sandy silt (organic matter content less than 5%); 8 — supposed hiatus; 9 — AMS TOC sampling sites with obtained dates (cal ka yr BP, OxCal20); 10 — layers correlation lines. ППП 550 — organic matter content (%), according to loss on ignition;  $\text{CaCO}_3$  — calcium carbonate content (%), according to loss on ignition; MB — mass magnetic susceptibility ( $\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ); Md — the median particle size,  $\mu\text{m}$ .

**Таблица 1.** Строение и состав отложений Чухломского озера, определенные по колонке Чу13А (в ложбине)  
**Table 1.** The structure and composition of the sediments of Chukhlomskoe Lake, determined from core Chu13A (in a hollow)

Глубина от поверхности воды, м	Глубина от поверхности дна, м	Номер слоя	Описание слоя
4.00–4.50(4.60)	0.0–0.50(0.60)	1	Слабоконсолидированный органический ил, темно-оливковый, жидкий, МВ снижается от $0.28 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ в верхней части слоя до $0.06 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ в нижней части слоя (гранулометрический и вещественный состав не изучался).
4.50(4.60)–5.45	0.50(0.60)–1.45	2	Ил органоминеральный, буро-оливковый, слоистый (присутствуют прослойки опесчаненного ила мощностью до 5 см), содержание органического вещества – 35.2–53.4%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 2.6–7.0%, МВ – $0.02\text{--}0.1 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 16.2 мкм, ГАП – 9.5/81.4/9.1%. Средняя плотность осадка – $0.14 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 2.9). Переход к нижележащему слою резкий, по цвету.
5.45–5.63	1.45–1.63	3	Ил карбонатный, светло-серый, массивный, содержание органического вещества – 33.8–17.7% (снижение содержания книзу слоя), содержание $\text{CaCO}_3$ – резкий пик до 51.4%, Мд – 21.6 мкм, МВ – $0.05\text{--}0.06 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , ГАП – 13.5/76.2/10.2%. Средняя плотность – $0.29 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.3). Переход к нижележащему слою резкий, по цвету.
5.63–5.95	1.63–1.95	4a	Ил органоминеральный, темно-серый, массивный, содержание органического вещества – 14.1–9.3% (снижение содержания книзу слоя), содержание $\text{CaCO}_3$ – 3.1–5.8%, МВ – $0.14\text{--}0.18 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 13.7 мкм, ГАП – 17.4/77.2/5.4%. Средняя плотность – $0.53 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.1). Переход постепенный (отмечен по результатам лабораторных исследований).
5.95–6.15	1.95–2.15	4b	Ил органоминеральный, темно-серый, массивный, опесчаненный, содержание органического вещества – 19.7–15.0%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 5.1–3.9%, МВ – $0.16\text{--}0.20 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – резкий пик до 32.3 мкм, ГАП 9.1/76.0/14.9%. Средняя плотность – $0.43 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.0). Переход постепенный (отмечен по результатам лабораторных исследований).
6.15–6.50	2.15–2.50	4c	Ил органоминеральный, темно-серый, массивный, содержание органического вещества 10.9–3.3% (снижение содержания книзу слоя), содержание $\text{CaCO}_3$ – 2.3–3.8%, МВ – $0.18\text{--}0.20 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 11.7 мкм, ГАП – 19.6/76.9/3.4%. Средняя плотность – $0.77 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.1). Переход резкий (отмечен по результатам лабораторных исследований).

Таблица 1. Окончание

Глубина от поверхности воды, м	Глубина от поверхности дна, м	Номер слоя	Описание слоя
6.50–6.85	2.50–2.85	5	Ил органоминальный, темно-серый, массивный, опесчаненный, содержание органического вещества – 1.6–3.7%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 1.9–4.5%, МВ – резкий пик до $0.28 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – пик до 24.9 мкм, ГАП – 16.5/72.7/13.7%. Средняя плотность – 1.19 г/см <sup>3</sup> . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.4). Переход резкий (отмечен по результатам лабораторных исследований).
6.85–11.45	2.85–7.45	6	Ил минеральный, серый, слоистый (встречаются опесчаненные прослои мощностью до 5 см), содержание органического вещества – 1.5–4.0%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 5.3–13.3%, МВ – $0.16\text{--}0.23 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 16.1 мкм, ГАП – 19.6/73.0/7.4%. Средняя плотность – 1.26 г/см <sup>3</sup> . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.6). Пористость отмечена на глубинах ниже 10.2 м. Забой на глубине 11.45 м.

*Примечание.* МВ – удельная магнитная восприимчивость; Мд – медианный размер частиц (мкм, среднее значение для слоя); ГАП – соотношение глина/алеврит/песок (%), средние значения для слоя).

*Note.* МВ – mass magnetic susceptibility; Мд – median particle size ( $\mu\text{m}$ , average value for the layer); ГАП – clay/silt/sand ratio (%), average values for the layer).

(с этим связана прямолинейная локализация части точек). К этим данным были добавлены результаты, полученные с помощью дешифрирования космических снимков. Все обнаруженные участки донных эманацій представлены на рис. 2.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследования вещественного состава донных отложений Чухломского озера в обеих колонках позволили провести корреляцию и определить различия в строении толщи, а полученные датировки и построенная модель осадконакопления – выделить этапы формирования осадка.

Нижние слои осадка (5 и 6) в обеих колонках обладают высоким сходством. Этап накопления минерального ила завершился 18–16 тыс. л. н., когда резко возросло содержание песчаной фракции в осадке и значения МВ достигли максимальных значений. В интервале 16–11 тыс. л. формируется органоминальный ил с содержанием органического вещества до 10–15% (слои 4а и 4с колонки Chu13А и слой 4 колонки Chu7А). В колонке Chu13А выделяется слой 4б, он богат органическим веществом (до 15–20%) и отличается повышенным содержанием песка. Такой слой в колонке Chu7А не наблюдается. Накопление слоя карбонатного ила (слой 3) произошло 11–10 тыс. л. н. Между 10.6 и 5.3 тыс. л. н. произошел разрыв части донных отложений на участке

Chu13А. В колонке Chu7А размыта в этом интервале не обнаружено. Вышележащий слой 2 представлен в колонке Chu7А гораздо более мощной толщей органоминального ила (3.2 м против 0.85 м в керне Chu13А). Следовательно, голоценовая последовательность осадка в ложбине заметно сокращена по сравнению со строением осадка на участках фоновых глубин. Второй эпизод размыта в колонке Chu13А фиксируется после  $4870 \pm 210$  кал. л. н.

Вероятно, разрыв прекратился, когда сток озера начал регулироваться хозяйственной деятельностью человека. Шандорная переливная плотина на р. Вёксе была построена в 1963 г., подняв уровень воды в озере на 1.0–1.5 м (Румянцев и др., 2015). Наличие в ложбине осадка, содержащего радиоизотопы  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ , подтверждает процесс современного осадконакопления в ней, а не продолжающийся разрыв. При этом по колонке отложений не определяются нижние пики глобального выпадения цезия 1958 и 1963 г. По всей видимости, на тот момент процесс выноса материяла из ложбины еще продолжался, а перестройка процессов осадконакопления происходила постепенно после строительства плотины. На современном этапе формируется слой слабоконсолированного неуплотненного темно-оливкового органического ила.

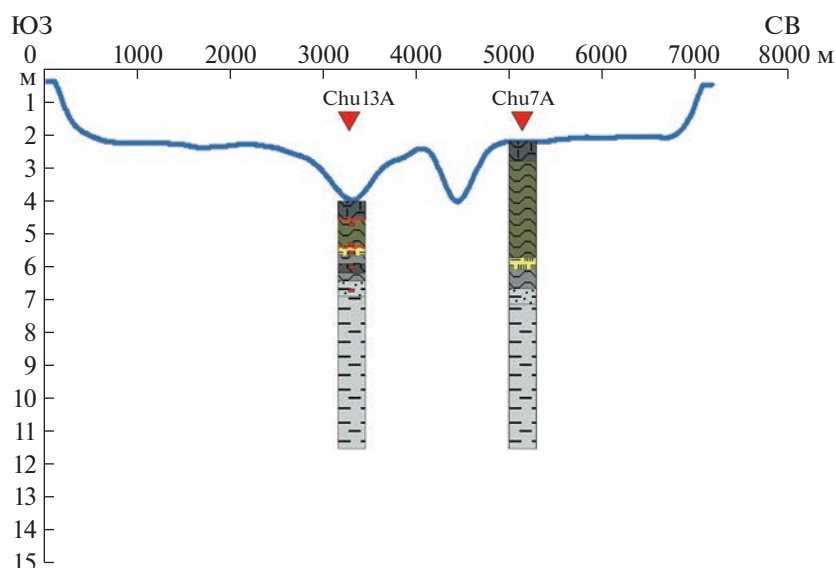
В донном рельефе северной части озера, вблизи истока реки Вёксы нет признаков переуглубления. Морфология ложбин указывает на то, что

**Таблица 2.** Строение и состав отложений Чухломского озера, определенные по колонке Chu7A (на поверхности фоновых глубин)**Table 2.** The structure and composition of the sediments of Chukhlomskoe Lake, determined from core Chu7A (background depths surface)

Глубина от поверхности воды, м	Глубина от поверхности дна, м	Номер слоя	Описание слоя
2.00–2.80	0.00–0.80	1	Слабоконсолидированный органический ил, темно-оливковый, жидкий. Верхние 60 см осадка в лаборатории не исследовались. Характеристики для нижней части слоя (2.60–2.80 м): содержание органического вещества – 42.6–46.9%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 3.3–4.6%, МВ – $0.09–0.17 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 13.5 мкм, ГАП – 18.2/74.1/7.7%. Средняя плотность осадка – $0.16 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.5). Переход к нижележащему слою постепенный.
2.80–5.80	0.80–3.80	2	Ил органоминальный, буро-оливковый, слоистый (присутствуют прослои опесчаненного ила мощностью до 5–10 см), содержание органического вещества – 40.8–52.4%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 0.0–11.5%, МВ – 0.01–0.08, Мд – 15.9 мкм, ГАП – 14.6/74.5/10.9%. Средняя плотность осадка – $0.16 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.5). Переход к нижележащему слою резкий, по цвету.
5.80–6.00	3.80–4.00	3	Ил карбонатный, светло-серый, массивный, содержание органического вещества – 24.4–28.4% (снижение содержания книзу слоя), содержание $\text{CaCO}_3$ – резкий пик до 43.7%, Мд – 21.7 мкм, МВ – $0.07–0.13 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , ГАП – 15.5/74.2/10.4%. Средняя плотность – $0.21 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.5). Переход к нижележащему слою резкий, по цвету.
6.00–6.75	4.00–4.75	4	Ил органоминальный, темно-серый, массивный, содержание органического вещества – 7.8–1.9% (снижение содержания книзу слоя), содержание $\text{CaCO}_3$ – 3.7–8.1%, МВ – $0.15–0.19 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 11.7 мкм, ГАП – 23.0/74.3/2.6%. Средняя плотность – $0.91 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.4). Пористость отмечена на глубинах 6.00–6.20 м. Переход постепенный (отмечен по результатам лабораторных исследований).
6.75–7.10	4.75–5.10	5	Ил органоминальный, темно-серый, массивный, опесчаненный, содержание органического вещества – 1.4–2.6%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 2.3–6.3%, МВ – $0.22–0.26 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – резкий пик до 36.0 мкм, ГАП 16.6/69.6/13.9%. Средняя плотность – $1.21 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.7). Переход постепенный (отмечен по результатам лабораторных исследований).
7.10–11.45	5.10–9.45	6	Ил минеральный, серый, слоистый (встречаются опесчаненные прослои мощностью до 5 см), содержание органического вещества – 1.6–4.2%, содержание $\text{CaCO}_3$ – 5.6–11.5%, МВ – $0.14–0.22 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , Мд – 14.8 мкм, ГАП – 21.3/72.0/6.6%. Средняя плотность – $1.27 \text{ г/см}^3$ . Плохо сортирован (коэффициент сортировки – 3.7). Забой на глубине 11.45 м.

Примечание. МВ – удельная магнитная восприимчивость; Мд – медианный размер частиц (мкм, среднее значение для слоя); ГАП – соотношение глина/алеврит/песок (%; средние значения для слоя).

Note. MB – mass magnetic susceptibility; Md – median particle size ( $\mu\text{m}$ , average value for the layer); GAP – clay/silt/sand ratio (%; average values for the layer).



**Рис. 5.** Профиль дна Чухломского озера и строение донных отложений в ложбине и на фоновой поверхности. Положение линии профиля см. на рис. 2. Усл. обозначения к колонкам см. на рис. 4.

**Fig. 5.** Profile of the bottom of Chukhlomskoe Lake and the structure of bottom sediments in the hollow and on the background surface.

For the location of the profile see the dashed line on fig. 2. For symbols see fig. 4.

они могли быть созданы под воздействием эродирующего потока, а наши данные по строению отложений указывают на размыв донного осадка сверху в голоцене. Субгоризонтальное залегание доголоценовых озерных отложений позволяет отклонить гипотезы о карстовом или тектоническом генезисе ложбин, а также о проекции древнего рельефа на современную поверхность. Вдольбереговой загиб ложбин у г. Чухломы говорит о том, что размыв в придонном слое происходит от центра озера в ЮВ направлении.

Вероятно, что в формировании ложбин принимают участие придонные течения, которые

размывают отложения в наиболее турбулентной зоне — местах выхода подземных вод и/или зоне разгрузки газов, накапливающихся в толще озерных илов.

Механизмы формирования ветровой циркуляции воды в неглубоких озерах были подробно рассмотрены Бикбулатовым и др. (2003) при исследованиях, проведенных на сопоставимом по размеру и истории оз. Неро. В результате проведенных ими измерений было выявлено, что при ЮЗ ветре скоростью 5.5 м/с перенос воды у западного и восточного берегов происходил в направлении ветра и характеризовался однонаправ-

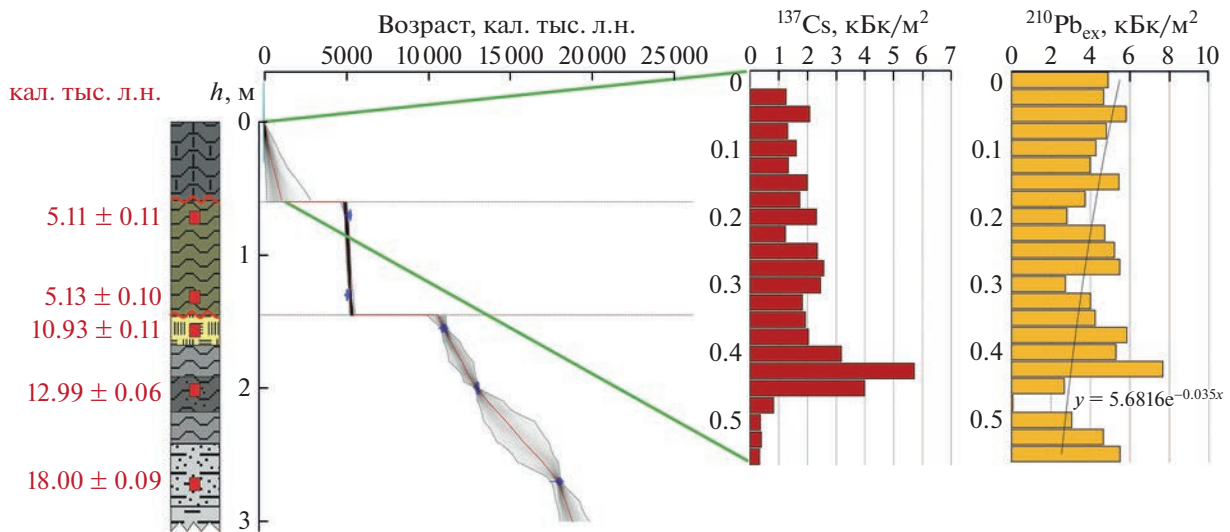
**Таблица 3.** Возраст отложений Чухломского озера, определенный для колонки Chu13A методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) по валовому органическому углероду

**Table 3.** Age of Chukhlomskoe Lake sediments determined for Chu13A core by the AMS method (total organic carbon)

Лабораторный номер	Глубина от поверхности дна, м	$^{14}\text{C}$ yr, BP ( $1\sigma$ )	Cal BP (yr) IntCal20 ( $1\sigma$ ) (Reimer et al., 2020)
IGAN <sub>AMS</sub> 9351	0.70	4450 ± 25	5110 ± 110
IGAN <sub>AMS</sub> 9352	1.30	4455 ± 25	5130 ± 100
IGAN <sub>AMS</sub> 9353	1.55	9580 ± 30	10930 ± 110
IGAN <sub>AMS</sub> 9354	2.00	11050 ± 30	12990 ± 60
IGAN <sub>AMS</sub> 9355	2.70	14670 ± 45	18000 ± 90

*Примечание.*  $^{14}\text{C}$  yr, BP — радиоуглеродный возраст осадка; Cal BP (yr) IntCal20 — возраст осадка в годах, отсчитанный от 1950 г., калиброванный по шкале IntCal20;  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение.

*Note.*  $^{14}\text{C}$  yr, BP — the radiocarbon age of the sediment; Cal BP (yr) IntCal20 — the age of the sediment in years, counted from 1950, calibrated using the IntCal20 scale;  $\sigma$  — standard deviation.



**Рис. 6.** Модель осадконакопления верхней части донных отложений Чухломского озера и распределение радиоактивных изотопов в слабоконсолидированном иле (по колонке Chu13A, в днище ложбины).

**Fig. 6.** Sedimentation model for the upper part of Chukhlomscoe Lake bottom sediments and the distribution of radioactive isotopes in weakly consolidated silt (Chu13A core, in a hollow).

ленностью от поверхности до дна. В глубокой центральной части сформировалось компенсационное течение против ветра, также отличающееся одинаковым направлением по глубине. Скорость дрейфового и компенсационного течений в оз. Неро составила 3.5–5.5 см/с. Эти данные позволили Бикбулатову и др. сопоставить тип циркуляции воды в оз. Неро с механизмом, описанным J.H.G. Verhagen (1994), когда в озере переменной глубины при средних по скорости ветрах в центральной ча-

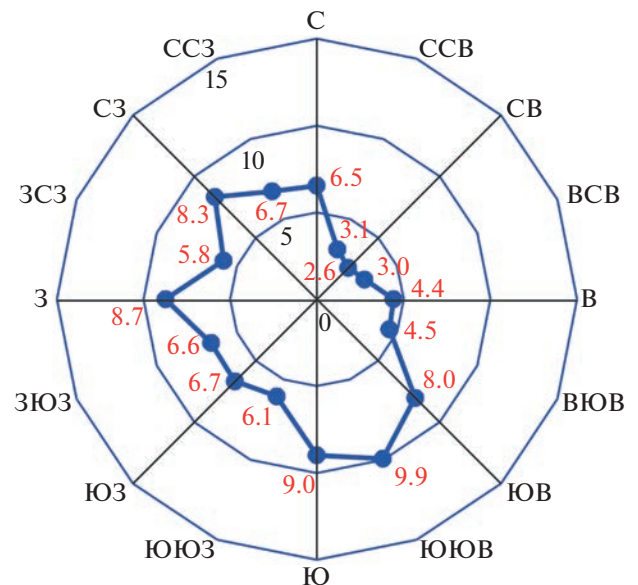
сти водоема формируется противоположный направлению ветра компенсационный поток.

По данным архива погоды метеостанции г. Чухлома (<https://rp5.md>) за 2012–2023 гг. составлена роза ветров для безледного периода (май–октябрь) (рис. 8). Преобладающими явля-



**Рис. 7.** Участки тонкого льда на Чухломском озере. Фото К.Г. Филипповой.

**Fig. 7.** Areas with thin ice on Chukhlomscoe Lake. Photo by K.G. Filippova.



**Рис. 8.** Повторяемость румбов преобладающих ветров в безледный период (май–октябрь), % (по данным архива погоды метеостанции г. Чухлома за 2012–2023 гг.).

**Fig. 8.** Prevailing winds frequency during the ice-free period (May–October), % (according to weather database of Chukhloma meteorological station, 2012–2023).

ются ветры Ю, ЮЮВ и ЮВ румбов (в сумме 26.9%), доля СЗ и ССЗ румбов — 15%.

Восточная ложбина, являющаяся наиболее глубокой и прямой, простирается с СЗ на ЮВ.

Для дальнейшего уточнения характеристик подводных течений и механизма ветрового воздействия на донный рельеф Чухломского озера необходимо провести более детальные гидрологические исследования.

## ВЫВОДЫ

1. Сравнительный анализ строения донных отложений в скважинах, заложенных на разных геоморфологических позициях (в ложбине и на субгоризонтальной поверхности фоновых глубин) показал, что ложбины имеют эрозионное происхождение.

2. Вероятным механизмом происхождения ложбин являлась локализованная эрозия, вызванная ветровыми течениями. Дополнительным фактором эрозии могла выступать дегазация донных отложений, приводящая к разрыхлению придонного осадка, что делало его податливым для размыва.

3. По результатам радиоуглеродного датирования установлено, что ложбины имеют голоценовый возраст. Выявлено два этапа эрозии озера дна. Возраст первой эрозионной фазы определяется по модели осадконакопления между 10.6 и 5.3 кал. тыс. л. н., а второй — между 4.9 кал. тыс. л. н. и 50–60 л. н.

4. По данным измерения содержания радиоактивных изотопов свинца и цезия в верхней части донного осадка установлено, что размыв отложений в ложбинах прекратился в одно время со строительством плотины на р. Вёксе в 1960-е гг.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России” (бурение донных отложений и обследование берегов), и государственного задания Института географии РАН № AAAA-A19-119022190168-8 (FMGE-2019-0010) (батиметрическая съемка) и проекта Российского научного фонда № 23-77-10063 (лабораторно-аналитические исследования).

Авторы выражают благодарность Д.В. Баранову, А.В. Баранской, Н.Г. Константиновой, В.В. Мацковскому, П.А. Морозовой, А.И. Рудинской, Н.В. Сычеву за участие в экспедиционных работах, Е.О. Мухаметшиной за помощь в лабораторной обработке кернов и Э.П. Зазовской за проведение радиоуглеродного датирования.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов И.В., Терешин А.Б. (1981). Гидрохимический режим Галичского и Чухломского озер (Костромская обл.) по результатам исследований 1979 г. // Сборник научных трудов ГОСНИОРХ. Вып. 164. Л.: ГОСНИОРХ. С. 58–67.
- Бикбулатов Э.С., Бикбулатова Е.М., Литвинов А.С. и др. (2003). Гидрология и гидрохимия озера Неро. Рыбинск: Рыбинский дом печати. 193 с.
- Геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений. Серия Мезенская, лист О–38–VII, масштаб: 1:200000. (1972) / Под ред. З.И. Бороздиной. М.: Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР.
- Гидрогеологическая карта СССР. О–38–VII. Серия Мезенская. Масштаб 1:200 000. (1973) / Под ред. А.В. Журавлева. Л.: Аэрогеология.
- Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 2. Озера и водохранилища. Т. 1. РСФСР. Вып. 23. Бассейн Волги (верхнее течение). (1986). Л.: Гидрометеиздат. 173 с.
- Грачев А. (1902). О некоторых озерах Костромской губернии. М.: Типо-лит. Т-ва И.Н. Кушнерев и К°. 17 с.
- Гурин Э.В. (1993). Отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля “Чухломское” (северо-западная часть Чухломского района, Костромской области). Ярославль: Торфгеология. 102 с.
- Жузе А.П. (1939). Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа // Тр. Верхневолжск. эксп. Геогр.-экон. ин-та ЛГУ. Вып. 4. Ленинград. 85 с.
- Кордун Б.М., Журавлев А.В., Сангагулина Д.Г. и др. (1965). Отчет Судайской гидрогеологической партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной в 1963–1965 гг.: Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые территории листа О–38–VII. М.: 383 с.
- Марков К.К. (1940). Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхневолжск. эксп. АН СССР. Вып. 1. 62 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Многолетние наблюдения. Сер. 3. Ч. 1–6. Вып. 29. Кировская, Костромская, Ярославская, Ивановская, Владимирская, Горьковская, Рязанская области, Удмуртская, Марийская, Чувашская, Мордовская АССР. (1992). СПб.: Гидрометеиздат. 583 с.
- Румянцев В.А., Драбкова В.Г., Измайлова А.В. (2015). Озера Европейской части России. СПб: ЛЕМА. 392 с.
- Сиротина М.В., Воронцова Е.Л. (2016). Структура зимнего зоопланктона Чухломского озера // НАУ. № 2 (18). С. 87–90.
- Стахевич В.Л. (1959). Материалы изысканий озер “Галичское” и “Чухломское” Галичского и Чухломского районов, Костромской области. М.: Главторффонд РСФСР. 55 с.
- Тимофеева Л.А., Юхно А.В. (2019). Гидрологические факторы функционирования экосистем озер Галичское и Чухломское // Озера Евразии: проблемы

- и пути их решения / Мат-лы II Междунар. конф. Казань: Академия наук Республики Татарстан. С. 337–342.
- Чердиченко Б.Ф. (1987). Перспективы развития рыбодоводства на Галичском и Чухломском озерах // Природа Костромской области и ее охрана. Ярославль: Верхневолжск. кн. изд-во. С. 40–45.
- Чернов А. (1930). Материалы к изучению Чухломского озера (из работ Биологической станции Костромского научного общества) // Известия Костромского науч. о-ва по изуч. местного края. Вып. 2–3. С. 19–30.
- Штурм Л.Д. (1932). Предварительный отчет о зимней экспедиции в Галичский, Чухломской и Семеновский районы в 1931 г. // Известия Сапропелевого комитета. Вып. 6. Л.: Изд-во АН СССР. С. 71–78.
- Bengtsson L., Enel M. (1986). Chemical analysis // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Berglund B.E. (Ed). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. P. 423–451.
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Anal. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blott S.J., Pye K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surf. Process. Landforms. Vol. 26. P. 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Blott S.J., Pye K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures // Sedimentology. Vol. 59. No. 7. P. 2071–2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>
- Corbett D.R., Walsh J.P. (2015). <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cesium: Establishing a Chronology for the Last Century // Handbook of Sea-Level Research. I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. P. 361–372. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch24>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods // J. Sediment. Petrol. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- 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. No. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Konstantinov E.A. (2019). A New Technology of Coring for Bottom Soft Sediments // Oceanology. Vol. 59. P. 791–796. <https://doi.org/10.1134/S0001437019050084>
- Kuzmenkova N., Golosov V., Ivanov M. et al. (2023). Bottom sediment radioactivity of the six Caucasus lakes located in different altitude zones // Environmental Science and Pollution Research. Online 17.02.2023. <https://doi.org/10.1007/s11356-023-25838-4>
- Maher B.A. (1998). Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 137 (1–2). P. 25–54.
- Özer M., Orhan M., Isik N.S. (2010). Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction // Bull. Assoc. Eng. Geol. Vol. 16. No. 2. P. 163–173. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Verhagen J.H.G. (1994). Modeling phytoplankton patchiness under the influence of wind-driven currents in lakes // Limnology and Oceanology. Vol. 39. No. 7. P. 1550–1565. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.7.1551>
- Wright H.E. (1967). A square-rod piston sampler for lake sediments // Journal of Sedimentary Research. Vol. 37. No. 3. P. 975–976.

## STRUCTURE AND ORIGIN OF THE BOTTOM RELIEF OF LAKE CHUKHLOMSKOE (KOSTROMA REGION)<sup>1</sup>

K. G. Filippova<sup>a, #</sup>, E. A. Konstantinov<sup>a</sup>, A. L. Zakharov<sup>a</sup>, N. V. Kuzmenkova<sup>a, b</sup>,  
A. A. Medvedev<sup>a</sup>, and M. G. Melnikov<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Chemistry, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Faculty of Geography and Geoinformation Technology, HSE, Moscow, Russia

<sup>#</sup>E-mail: [xenia.filippova@igras.ru](mailto:xenia.filippova@igras.ru)

The article discusses the first results of studying the structure of the bottom topography and bottom sediments of Chukhlomskoe Lake (Kostroma Region, Chukhlomsky District). We analyzed the lake bottom topography based on the results of our bathymetric survey and discovered two hollows with maximum depths diverging

<sup>1</sup> For citation: Filippova K.G., Konstantinov E.A., Zakharov A.L. et al. (2023). Structure and origin of the bottom relief of Lake Chukhlomskoe (Kostroma Region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 145–162. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040047>; <https://elibrary.ru/HRXGEY>

from the lake's center towards the city of Chukhloma. The maximum depth inside the hollows (and for the entire lake) reaches 5.4 m, and the average lake depth is 2.2 m. There are two steps seen in the bottom topography; 2.0–2.4 m and 1.5–1.8 m. The bottom sediment structure of Chukhlomskoe Lake was revealed by drilling from the ice with two boreholes (with lengths of 9.45 and 7.45 m, located in the area of background depths and inside the hollow, respectively). Five radiocarbon AMS dates were obtained for the core from the hollow's bottom. The sedimentary sequences of the pre-Holocene part of both cores show high similarity in structure and depths of the marker horizons identified by a set of lithological analyses. The structure and thickness of Holocene sediments differ significantly. In the area of background depths, the Holocene organo-mineralogenic silt is 3.8 m, and inside the hollow, the thickness of this layer is only 1.45 m. Moreover, hiatuses in sedimentation were documented in the structure of the Holocene sediment inside the hollow. The age of hiatuses, based on the sedimentary model, was estimated as 10.6–5.3 and 4.9–0.06 thousand years ago. A probable mechanism for the origin of hollows is localized erosion caused by wind currents in a highly shallow lake. An additional erosion factor can be the degassing of bottom sediments, which leads to the loosening of the bottom layer of sediments, which makes them susceptible to erosion. The cutoff of sediment erosion inside the hollow coincided in time with the construction of a dam on the Veksa River and a rise in the lake level by 1.0–1.5 m in the 1960s.

**Keywords:** lake bottom topography, lacustrine deposits, lithological studies, radiocarbon dating, paleolimnology, bottom relief genesis

#### ACKNOWLEDGMENTS

The work was funded by the Megagrant project (agreement No. 075-15-2021-599, 8.06.2021) "Paleoenvironmental reconstructions as a key to understanding past, current and future climate and environmental changes in Russia" (bottom sediments drilling and research on the coast), and the state task of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences No. AAAA-A19-119022190168-8 (FMGE-2019-0010) (bathymetric survey), and Russian Science Foundation project No. 23-77-10063 (laboratory and analytical studies).

The authors are grateful to D.V. Baranov, A.V. Baranskaya, N.G. Konstantinova, V.V. Matskovsky, P.A. Morozova, A.I. Rudinskaya, N.V. Sychev for participation in fieldwork, E.O. Mukhametshina for assistance in laboratory, and E.P. Zazovskaya for radiocarbon dating.

#### REFERENCES

- Baranov I.V., Tereshin A.B. (1981). Hydrochemical regime of the Galich and Chukhloma lakes (Kostroma region) based on the results of studies in 1979. *Sbornik nauchnikh trudov GOSNIORKH. Vol. 164*. Leningrad: GOSNIORKH (Publ.). P. 58–67. (in Russ.)
- Bengtsson L., Enel M. (1986). Chemical analysis. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Berglund B.E. (Ed). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. P. 423–451.
- Bikbulatov E.S., Bikbulatova E.M., Litvinov A.S. et al. (2003). *Gidrologiya i gidrokhimiya ozera Nero* (Hydrology and hydrochemistry of lake Nero). Rybinsk: Rybinskii dom pečati (Publ.). 193 p. (in Russ.)
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blott S.J., Pye K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms*. Vol. 26. P. 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Blott S.J., Pye K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*. Vol. 59. No. 7. P. 2071–2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>
- Borozdina Z.I. (Ed.). (1972). *Geologicheskaya karta SSSR. Karta chetvertichnykh otlozhenii. Seriya Mezenskaya, list O-38-VII, masshtab 1:200000* (Geological map of the USSR. Map of Quaternary deposits. Mezenskaya series, O-38-VII, scale 1:200000). Moscow: Vsesoyuz. aerogeol. trest (Publ.). (in Russ.)
- Cherednichenko B.F. (1987). Prospects for the development of fish farming on the Galich and Chukhloma Lakes. *Priroda Kostromskoi oblasti i ee okhrana*. Yaroslavl: Verkhnevolzhsk. kn. izd-vo (Publ.). P. 40–45. (in Russ.)
- Chernov A. (1930). Data on the Chukhlomskoe lake study (the works of the Biological Station of Kostroma Scientific Society). *Izvestiya Kostromskogo nauch. obshch. po izuch. mestnogo kraja*. Vol. 2–3. P. 19–30. (in Russ.)
- Corbett D.R., Walsh J.P. (2015). <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs: Establishing a Chronology for the Last Century. *Handbook of Sea-Level Research*. I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. P. 361–372. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch24>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *J. Sediment. Petrol.* Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gosudarstvennyi vodnyi kadastr. *Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi. Chast' 2. Oзера i vodokhranilishcha. Tom 1. RSFSR. Vol. 23. Bassein Volgi (verkhnee techenie)*. (State water cadastre. Long-term data on the regime and resources of land surface waters. Part 2. Lakes and reservoirs. Iss. 1. RSFSR. Vol. 23. Volga basin (upper flow)) (1986). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 173 p. (in Russ.)
- Grachev A. (1902). *O nekotorykh ozerakh Kostromskoi gubernii* (About some lakes in Kostromskaya Province).

- Moscow: Tipo-lit. T-va I.N. Kushnerev i K° (Publ.). 17 p. (in Russ.)
- Gurin E.V. (1993). Otchet o detal'noi razvedke ozernogo mestorozhdeniya sapropelya "Chukhlomskoe" (severo-zapadnaya chast' Chukhlomskogo raiona, Kostromskoi oblasti) (Report on detailed exploration of the lake deposit of sapropel "Chukhlomskoe" (north-western part of the Chukhlomsky District, Kostroma Region)). Yaroslavl': Torfgeologiya (Publ.). 102 p. (in Russ.)
- 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.* No. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Konstantinov E.A. (2019). A New Technology of Coring for Bottom Soft Sediments. *Oceanology*. Vol. 59. P. 791–796. <https://doi.org/10.1134/S0001437019050084>
- Kordun B.M., Zhuravlev A.V., Sangatulina D.G. et al. (1965). Otchet Sudaiskoi gidrogeologicheskoi partii o kompleksnoi geologo-gidrologicheskoi s'emke masshtaba 1:200 000, provedennoi v 1963–1965 gg.: Geologicheskoe stroenie, gidrogeologicheskie usloviya i poleznye iskopaemye territorii lista O-38-VII (Report of the Sudai Hydrogeological Party on the integrated geological and hydrogeological survey at a scale of 1:200 000, carried out in 1963–1965: Geological structure, hydrogeological conditions and minerals of the O-38–VII sheet territory). Moscow. 383 p. (in Russ.)
- Kuzmenkova N., Golosov V., Ivanov M. et al. (2023). Bottom sediment radioactivity of the six Caucasus lakes located in different altitude zones. *Environmental Science and Pollution Research*. Online 17.02.2023. <https://doi.org/10.1007/s11356-023-25838-4>
- Maher B.A. (1998). Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 137 (1–2). P. 25–54.
- Markov K.K. (1940). Materials for the stratigraphy of the Quaternary deposits of the Upper Volga basin. *Trudy Verkhnevolzhskoy ekspeditsii. AN SSSR. Vol. 1.* Leningrad. 62 p. (in Russ.)
- Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR. Mnogoletnie nablyudeniya. Ser. 3. Chast' 1–6. Vyp. 29. Kirovskaya, Kostromskaya, Yaroslavskaia, Ivanovskaya, Vladimirskaya, Gorkovskaya, Ryazanskaya oblasti, Udmurtskaya, Mariiskaya. Chuvashskaya, Mordovskaya ASSR (Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Long term observations. Series 3. Part 1–6. Vol. 29. Kirov, Kostroma, Yaroslavl, Ivanovo, Vladimir, Gorky, Ryazan regions, Udmurt, Mari, Chuvash, Mordovian ASSR). (1992). Saint Petersburg: Gidrometeoizdat (Publ.). 583 p. (in Russ.)
- Özer M., Orhan M., Isik N.S. (2010). Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction. *Bull. Assoc. Eng. Geol.* Vol. 16. No. 2. P. 163–173. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>
- Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rumyantsev V.A., Drabkova V.G., Izmailova A.V. (2015). Oзера Evropeiskoi chasti Rossii (Lakes of European Russia). Saint-Petersburg: LEMA (Publ.). 392 p. (in Russ.)
- Shturm L.D. (1932). Preliminary report on the winter expedition to Galichsky, Chukhlomsky and Semenovskiy districts in 1931. *Izvestiya Sapropelevogo komiteta. Vol. 6.* Leningrad: AN SSSR (Publ.). P. 71–78. (in Russ.)
- Sirotnina M.V., Vorontsova E.L. (2016). The structure of winter zooplankton in Chukhlomskoe Lake. *NAU*. No. 2 (18). P. 87–90. (in Russ.)
- Stakhnevich V.L. (1959). Materialy izyskanii ozer "Galichskoe" and "Chukhlomskoe" Galichskogo and Chukhlomskogo raionov, Kostromskoi oblasti (Materials of surveys of lakes "Galichskoe" and "Chukhlomskoe" of Galich and Chukhlomsky districts, Kostroma region). Moscow: Glavtorffond RSFSR (Publ.). 55 p. (in Russ.)
- Timofeeva L.A., Yukhno A.V. (2019). Hydrological factors of functioning of Galich and Chukhlomskoe lakes ecosystems. *Ozera Evrazii: problemy i puti ikh resheniya. Mat-ly II Mezhdunar. konf.* Kazan: Academy of Sciences of the republic of Tatarstan Akademiyaya nauk Respubliki Tatarstan (Publ.). P. 337–342. (in Russ.)
- Verhagen J.H.G. (1994). Modeling phytoplankton patchiness under the influence of wind-driven currents in lakes. *Limnology and Oceanology*. Vol. 39. No. 7. P. 1550–1565. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.7.1551>
- Wright H.E. (1967). A square-rod piston sampler for lake sediments. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 37. No. 3. P. 975–976.
- Zhuravlev A.V. (Ed.). (1973). Gidrogeologicheskaya karta SSSR. O-38-VII. Seriya Mezenskaya. Masshtab 1:200 000 (Hydrogeological map of the USSR. O-38-VII. Mezenskaya series. Scale 1:200 000). Leningrad: Aero-geologiya (Publ.). (in Russ.)
- Zhuze A.P. (1939). Paleogeography of water bodies based on diatom analysis. *Tr. Verkhnevolzhskoi ekspeditsii. Geogr.-ekon. in-ta LGU. Vol. 4.* Leningrad. 85 p. (in Russ.)

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89: 551.8:574 (470.316)

ТРАНСФОРМАЦИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ НА РУБЕЖЕ  
ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В РОСТОВСКОЙ НИЗИНЕ  
(ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ)<sup>#</sup>

© 2023 г. А. В. Самусь<sup>1,\*</sup>, Е. А. Константинов<sup>1</sup>, О. К. Борисова<sup>1</sup>, Л. И. Лазукова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

\*E-mail: avsamus@igras.ru

Поступила в редакцию 31.03.2023 г.

После доработки 15.07.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

В статье приводятся результаты комплексного исследования озерно-болотных отложений, вскрытых бурением на поверхности аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины к западу от оз. Неро (Ярославская область). Исследуемая колонка длиной 2 м позволила провести ландшафтно-климатическую реконструкцию с аллерада до позднего голоцена. Значительную мощность в колонке (0.4 м) имеют отложения пребореального возраста, которые до сих пор оставались слабо изученными в этом районе. Полученные материалы помогают заполнить этот пробел и в целом уточнить реконструкцию изменения ландшафтов в Ростовской низине на рубеже позднеледниковья и голоцена и в раннем голоцене. В основу исследования легли несколько палеогеографических методов — спорово-пыльцевой анализ, ботанический анализ торфа, диатомовый анализ, определение потерь при прокаливании, радиоуглеродное датирование. Установлено, что после 14.3 тыс. кал. л. н. на рассматриваемой территории были распространены елово-березовые редколесья в сочетании с разнотравными ассоциациями. Начиная с 13.7 тыс. кал. л. н. в результате значительного похолодания увеличились площади незалесенных пространств, березовые редколесья сочетались с тундровыми и степными ассоциациями. Около 12.1 тыс. кал. л. н. на участке опробования начало формироваться тростниковое низинное болото, которое после 10.9 тыс. кал. л. н. перешло в тростниково-осоковое болото. В интервале 12.1–11.5 тыс. кал. л. н. в окрестностях болота происходило постепенное замещение ландшафтов перигляциальной лесостепи сосново-березовыми лесами. Климат был холоднее современного, но происходило значительное потепление по сравнению с позднеледниковым этапом. Кратковременное похолодание 11.5–11.2 тыс. кал. л. н. привело к новому расширению открытых травянистых сообществ, однако распространение лесов продолжилось после 11.2 тыс. кал. л. н. Начиная с 9.8 тыс. кал. л. н., в составе лесов возросла роль широколиственных пород, на прилегающей территории преобладали смешанные сосново-березовые леса с участием дуба, вяза, липы. В интервале 7.9–5.2 тыс. кал. л. н. климатические условия были наиболее теплыми и мягкими, климат был теплее современного, что привело к распространению елово-сосновых лесов с примесью березы и широколиственных пород. После 5.2 тыс. кал. л. н. в растительном покрове господствовали еловые леса с участием сосны, березы и широколиственных пород.

**Ключевые слова:** торфяники, реконструкция палеоландшафтов, спорово-пыльцевой анализ, радиоуглеродное датирование, озеро Неро, позднеледниковье, ранний голоцен

**DOI:** 10.31857/S2949178923040114, **EDN:** HUIJZCX

## ВВЕДЕНИЕ

Ростовская низина — депрессия рельефа, расположенная приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы, в юго-восточной части Ярославской области. В пределах низины находится

озеро Неро — крупнейшее озеро Ярославского Поволжья. Благодаря большой, более 70 м, мощности озерных отложений позднего плейстоцена и голоцена (Судакова и др., 1984), Ростовская низина уже более столетия является объектом интереса палеогеографов и геологов, изучающих четвертичный период. Палеоботаническое изучение отложений позднеледниковья и голоцена на этой территории проводилось в послевоенные годы (Кордэ, 1960) и в 70–90-х годах прошлого столетия (Гунова, 1975; Алешинская, Гунова, 1975; 1997). При огромной ценности результатов этих

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Самусь А.В., Константинов Е.А., Борисова О.К., Лазукова Л.И. (2023). Трансформация растительных сообществ на рубеже плейстоцена и голоцена в Ростовской низине (Ярославская область) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 163–178. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040114>; <https://elibrary.ru/HUIJZCX>

работ обеспеченность колонок донных отложений радиоуглеродными датировками оставалась очень низкой (единичные даты), что ограничивало надежность корреляций и детальность реконструкций. В начале XXI столетия были опубликованы результаты международной группы исследователей (Wohlfarth et al., 2006, 2007), выполнявших комплексное изучение отложений озера Неро по керну, полученному в 1.1 км от ростовского берега. Исследованная колонка позволила провести палеогеографическую реконструкцию для временных интервалов от 15 до 13 тыс. кал. л. н. и от 8 тыс. кал. л. н. до современности, но периоды позднего дриаса и раннего голоцена оказались неохваченными, т.к. в колонке фиксируется перерыв в осадконакоплении продолжительностью около 5 тыс. лет. Недавно были опубликованы результаты исследования новой перспективной колонки NER-5 длиной 15.7 м (Borisova et al., 2021; Константинов и др., 2023), извлеченной из наиболее глубокой части оз. Неро (на глубине 3.8 м) и обеспеченной серией датировок. Однако палинологическое изучение отложений этой колонки пока не проведено.

Таким образом, к настоящему времени для этой территории отсутствуют полные разрезы отложений позднеледниковья и раннего голоцена, охарактеризованные палеоботаническими материалами и подкрепленные серией датировок. Отложения пребореального возраста являются наименее изученными, так как часто имеют небольшую мощность в осадках (Алешинская, Гунова, 1997) либо вовсе отсутствуют в колонках отложений (Wohlfarth et al., 2006).

Настоящее исследование частично восполняет этот пробел и предоставляет данные комплексного изучения озерно-болотных отложений, вскрытых на поверхности озерно-аллювиальной равнины к западу от оз. Неро. Большая часть отложений исследуемой колонки формировалась в позднеледниковье и раннем голоцене, а мощность пребореальных осадков здесь достигает 0.4 м. Именно более подробное изучение датированных пребореальных отложений даст возможность проанализировать реакцию растительности и ландшафтов на стремительное потепление климата на рубеже плейстоцена и голоцена. Детальное изучение отложений позднеледниковья и раннего голоцена необходимо для понимания современных и будущих перестроек природной среды и их прогноза.

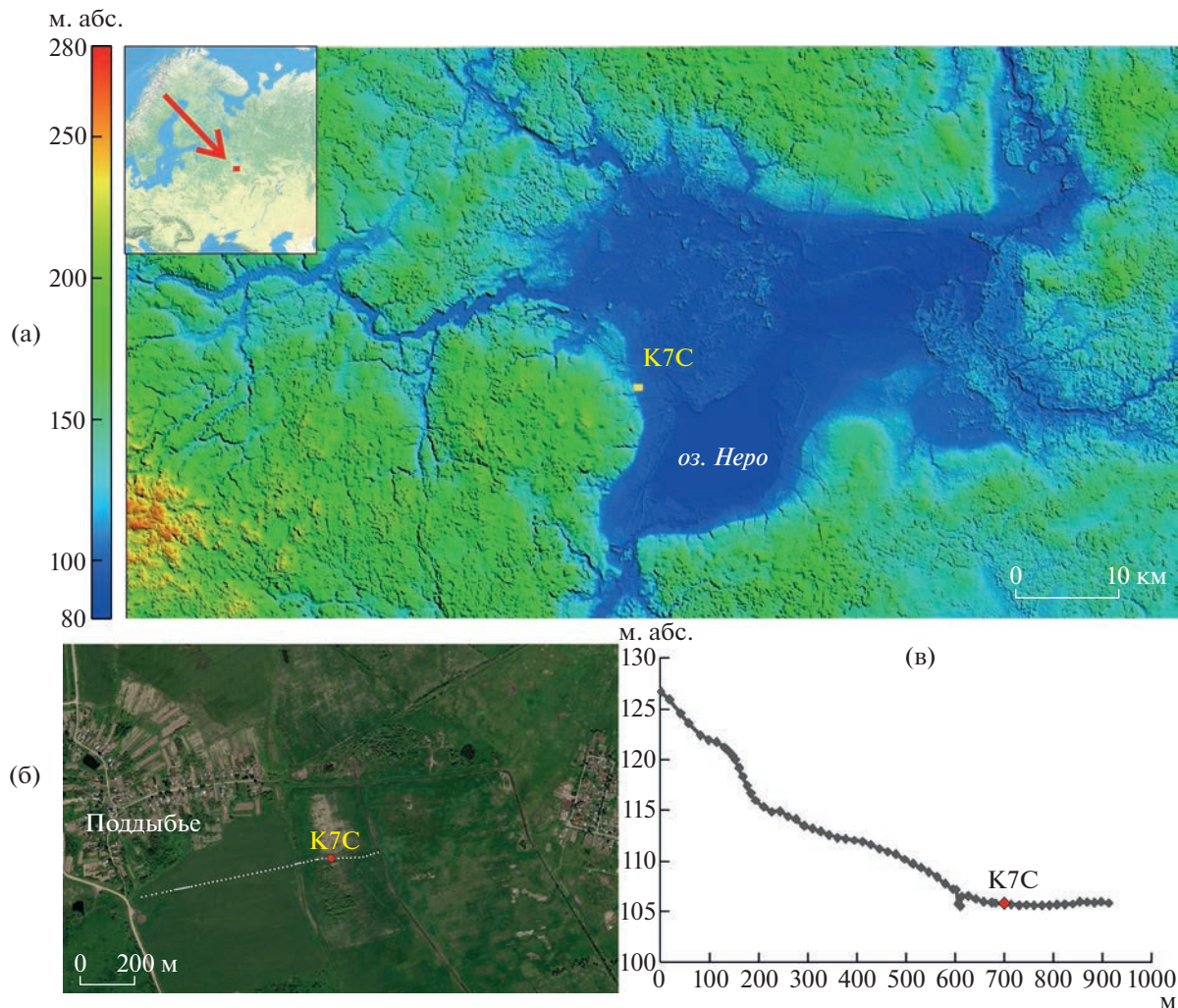
## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ключевой объект исследования — колонка отложений из скважины K7C (рис. 1), пробуренной на поверхности аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины на высоте 105.7 м абс. (57°11'31" с.ш.; 39°18'45" в.д.). Высота устья сква-

жины над урезом оз. Неро составляет 12 м. Участок работ расположен в осевой части осушенного низинного торфяного болота, которое протягивается вдоль подножья восточного склона Ростовской низины. Болото приурочено к слабо-выраженному понижению (длиной около 400 м и шириной около 200 м), расположенному между соседними конусами выноса оврагов, врезающихся в склон. Длина колонки, отобранной торфяным буром марки Eijkelkamp, составляет 2 м.

Радиоуглеродное датирование шести верхних образцов в колонке K7C выполнено методом жидкостной сцинтилляции в лаборатории ядерной геофизики и радиоэкологии Центра исследования природы (Вильнюс, Литва). Нижняя датировка выполнена AMS-методом в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка дат проводилась в программе OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) на основе калибровочной кривой IntCal20. В программном пакете rbacon среды R была построена глубинно-возрастная модель, с помощью которой для колонки K7C были рассчитаны средние скорости осадконакопления.

Для отложений колонки K7C был проведен спорово-пыльцевой анализ 37 образцов, отобранных с интервалом 5–10 см. Лабораторная подготовка образцов выполнялась по стандартной методике В.П. Гричука: обработка 10% раствором HCl, кипячение в 10% растворе KOH, сепарация в тяжелой жидкости плотностью 2.25 г/см<sup>3</sup> (Гричук, Заклинская, 1948). В качестве тяжелой жидкости вместо ранее применявшегося йодистого кадмия используется ГПС-В (водный раствор гетерополивольфрамата натрия). На заключительном этапе проводился ацетализ с применением пропионового ангидрида и концентрированной серной кислоты (Мазей, Новенко, 2021). Для расчета концентрации пыльцевых зерен и спор перед началом лабораторной обработки в каждый образец фиксированного объема (1 см<sup>3</sup>) добавлялась 1 таблетка спор *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). Готовые пробы просматривались под микроскопом с увеличением в 400 раз. Чтобы получить статистически достоверное представление о спорово-пыльцевых спектрах, в каждом образце насчитывалось не менее 300 пыльцевых зерен. Для определения пыльцевых зерен и спор использовались атласы (Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Бобров и др., 1983). Спорово-пыльцевая диаграмма построена в программах Tilia (Grimm, 1990) и CorelDraw 2018, а границы палинозон проведены при помощи кластерного анализа в программе CONISS (Grimm, 1987). Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений (пыльца деревьев и



**Рис. 1.** Расположение участка полевых работ: (а) — рельеф восточных склонов Борисоглебской возвышенности и Ростовской низины на цифровой модели SRTM; красной стрелкой показан участок работ; (б) — участок работ на космическом снимке, белыми точками показаны пикеты геодезического профиля; (в) — геодезический профиль, построенный на основе съемки ГНСС ровером в режиме RTK, высоты по геоиду EGM08.

**Fig. 1.** Location of the fieldwork site: (a) — relief of the eastern macroslopes of the Borisoglebsk upland and the Rostov lowland on the SRTM digital model; the study site is shown with a red arrow; (б) — the fieldwork site on a satellite image, white dots show pickets of a geodetic profile; (в) — geodetic profile built on the basis of GNSS rover survey in RTK mode, heights from the EGM08 geoid model.

кустарников + пыльца трав и кустарничков) без учета пыльцы водных растений и спор. Кроме того, построена диаграмма концентраций пыльцы и спор основных таксонов (кол-во зерен в 1 см<sup>3</sup> осадка). Для пребореального периода рассчитаны удельные скорости аккумуляции пыльцы и спор основных таксонов.

Образцы на диатомовый анализ в колонке K7C отбирались с глубин от 100 до 200 см с шагом 20 см. Препараты для диатомового анализа были подготовлены по стандартной методике (Battarbee et al., 2001), включающей в себя обработку 10% раствором HCl и 30% раствором H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, отмучивание образцов для удаления глинистой фракции и сепарацию в тяжелой жидкости ГПС-В плотностью 2.2 г/см<sup>3</sup>.

Для отложений колонки K7C также были определены потери при прокаливании (ППП) при температуре 550°C и рассчитано содержание органического материала. В лаборатории болотных экосистем ИБ КарНЦ РАН Н.В. Стойкиной выполнен ботанический анализ торфа. В программном пакете Tilia построена диаграмма ботанического состава отложений.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Ростовская низина вытянута в северо-восточном направлении на 35 км, имеет ширину около

10–20 км, глубину — 60–80 м. С севера ее ограничивают моренные холмы, с запада и юго-запада — Борисоглебская возвышенность, с юго-востока — конечно-моренная возвышенность, переходящая в Галичско-Чухломскую грядку. По долине р. Которосль Ростовская низина соединяется с Ярославско-Костромской низиной.

Вопрос о генезисе Ростовской низины является дискуссионным. Так, согласно (Геологическая..., 1967), ее образование обусловлено тектоническими причинами. По другим представлениям, Ростовская низина представляет собой гляциодепрессию (История плейстоценовых озер..., 1998).

В южной, наиболее пониженной части Ростовской низины расположено оз. Неро. Озеро имеет размеры  $12.5 \times 8$  км при максимальной глубине 4 м. Современный урез озера в среднем составляет 93.75 м (Бикбулатов и др., 2003). Основным притоком является река Сара, а вытекает из озера единственная река — Векса.

Над современным урезом оз. Неро возвышается серия террасовидных поверхностей. Поверхности озерно-ледниковых уровней в верхней части террасового комплекса (на высотах 43, 35, 25 м над урезом) наклонны и неясно выражены, часто прорезаны эрозионной сетью, встречаются фрагментарно; их уступы нечеткие, расплывчатые (Гунова, 1975). Лучше всего морфологически выражены уровни нижнего террасового комплекса — на высотах 100–105 м, 95–97 м и ниже 95 м.

Климат территории гумидный, умеренно-континентальный. Средняя температура января  $-11^{\circ}\text{C}$ , июля  $+18^{\circ}\text{C}$  (Атлас Ярославской области, 1964). Среднегодовое количество осадков достигает 530–550 мм, из них около 30% выпадает в зимний период.

Территория Ростовской низины относится к зоне южной тайги, к подзоне смешанных лесов. Сейчас леса покрывают только 12% площади территории, причем большая часть лесов — вторичные. В их составе преобладают осина (*Populus tremula*), береза (*Betula pendula*, *B. pubescens*), ольха (*Alnus incana*, *A. glutinosa*), реже — ель (*Picea abies*) и сосна (*Pinus sylvestris*). Наряду с хвойными и мелколиственными породами, в лесах встречаются и широколиственные (*Tilia cordata*, *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior*, *Ulmus glabra*, *U. laevis*, *Acer platanoides*). Значительные площади в Ростовской низине занимают сельскохозяйственные угодья на месте сосновых лесов и пойменных лугов (Атлас Ярославской области, 1964). Растительность суходольных лугов представлена злаково-разнотравными ассоциациями. К понижениям тяготеют осоково-злаковые фитоценозы с примесью влаголюбивого разнотравья (таволга, купальница и др.). На пойменных лугах произрастают преимущественно злаки. На низинных болотах, площадь которых составляет менее 3% территории

Ростовского района, распространены различные виды осок, мятлик болотный, зеленые мхи, а также ольха, береза и кустарниковые виды ивы (Почвы Ростовского района..., 1988).

В настоящее время в днище Ростовской низины проводится интенсивная мелиорация. Исследуемый торфяник окружен глубокими дренажными канавами. Современная растительность в окрестностях колонки К7С представлена осоками, злаками и луговым разнотравьем, среди которого отмечаются травы семейств *Apiaceae*, *Asteraceae*, *Ranunculaceae*, *Plantaginaceae*, *Brassicaceae*, *Rubiaceae*, *Lamiaceae* и др. В кустарниковом ярусе произрастают ивы.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Строение колонки отложений.* В отложениях колонки К7С выделяются следующие горизонты:

0–0.38 м — суглинок сильно оторфованный;

0.38–1.45 м — торф низинный осоково-тростниковый с двумя прослоями органо-карбонатного ила с обилием ракушечного детрита на глубинах 0.67–0.73 м и 0.78–0.85 м;

1.45–1.65 м — суглинок сильно оторфованный;

1.65–1.83 м — суглинок слабо оторфованный;

1.83–2.0 м — суглинок легкий.

*Результаты радиоуглеродного датирования, определения ППП при  $550^{\circ}\text{C}$  и скорости осадконакопления.* Для отложений колонки К7С было получено семь радиоуглеродных датировок (табл. 1). Они были использованы для построения глубинно-возрастной модели. Модель охватывает временной интервал от 14.3 до 4 тыс. кал. л. н. (рис. 2). Кривая глубина—возраст дала возможность более точно определить на спорово-пыльцевой диаграмме границы основных климатических периодов позднеледниковья и голоцена согласно климато-стратиграфической шкале Блитта-Сернандера (Хотинский, 1977), что позволило в дальнейшем более корректно проводить сопоставление с опубликованными палинологическими данными. Также с помощью возрастной модели были рассчитаны видимые скорости осадконакопления (т.е. скорости, которые на разных глубинах были по-разному изменены по сравнению с исходной скоростью нарастания торфа за счет его последующего разложения и уплотнения). Так, в интервале от 14 до 12 тыс. кал. л. н. (2.0–1.6 м) скорости осадконакопления не превышали 0.14–0.2 мм/год. В период с 12 до 11 тыс. кал. л. н. (1.6–1.2 м) они возросли до максимальных значений (0.37–0.5 мм/год). С 11 до 6.2 тыс. кал. л. н. (1.2–0.4 м) скорости аккумуляции отложений постепенно снижались с 0.32 до 0.1 мм/год, а в интервале от 6.2 тыс. до 4.1 тыс. кал. л. н. (0.4–0.0 м) они вновь возросли до 0.2 мм/год (рис. 3).

**Таблица 1.** Результаты радиоуглеродного датирования отложений колонки K7C  
**Table 1.** The radiocarbon dates from the core K7C

№	Лаб. номер	Глубина образца, см	Материал	Радиоуглеродный возраст, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.
1	Vs-3045	32–42	Торф, общий орг. углерод	5173 ± 75	6125–5740 (91.1%)
2	Vs-3046	65–74	Торф, общий орг. углерод	8000 ± 90	9095–8595 (95.2%)
3	Vs-3047	90–100	Торф, общий орг. углерод	9015 ± 135	10505–9700 (95.4%)
4	Vs-3048	110–120	Торф, общий орг. углерод	9580 ± 110	11205–10645 (93.6%)
5	Vs-3049	140–150	Торф, общий орг. углерод	9950 ± 150	12060–11095 (95.4%)
6	Vs-3050	164–174	Торф, общий орг. углерод	10285 ± 285	12705–11235 (95.4%)
7	IGAN <sub>AMS</sub> 8276	180	Суглинок оторфованный, общий орг. углерод	11520 ± 30	13225–13095 (95.4%)

Содержание органического вещества в нижних горизонтах колонки K7C (2.0–1.83 м), соответствующих аллереду, очень низкое (ППП не превышают 2%). Выше по разрезу (на глубинах 1.82–1.64 м) оно постепенно увеличивается с 6% до 28%. На глубинах 1.64–1.40 м (на рубеже позднеледниковья и пребореального периода голоцена) наблюдается значительный рост содержания органического вещества (ППП составляют от 42% до 82%). Доля органического вещества остается высокой вплоть до глубины 0.28 м (значения ППП достигают 70–85%, за исключением нескольких локальных минимумов). В верхних горизонтах колонки (0.28–0 м), формировавшихся на рубеже среднего и позднего голоцена и в позднем голоцене, содержание органического вещества составляет от 40 до 50%.

**Результаты диатомового анализа.** Диатомовые водоросли в колонке K7C в достаточном количестве (более 350 створок) были найдены лишь на глубине 1.6 м. На этой глубине встречаются исключительно перифитонные виды с преобладанием *Eunotia biconstricta*, *Cymbella neogena*, *Eunotia praeurupta* var. *bidens*, *Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia viridiformis*, *Placoneis amphibola*, *Stauroneis gracilis*, *Rexlowea parasemen*.

В интервале глубин 2.0–1.0 м (за исключением глубины 1.6 м) диатомовые водоросли присутствуют в единичном количестве. Это перифитонные виды — *Pinnularia* sp., *Navicula* sp., *Eunotia* sp., *Gomphonema* sp., *Fragilaria* sp., *Hantzschia amphioxys*.

**Результаты спорово-пыльцевого анализа и ботанического анализа торфа.** На рис. 4 приведена спорово-пыльцевая диаграмма по колонке K7C, а на рис. 5 — диаграмма концентраций пыльцы и спор основных таксонов.

Выделение на диаграмме палинозон основывалось на анализе процентного соотношения пыльцы и спор доминантов и субдоминантов рас-

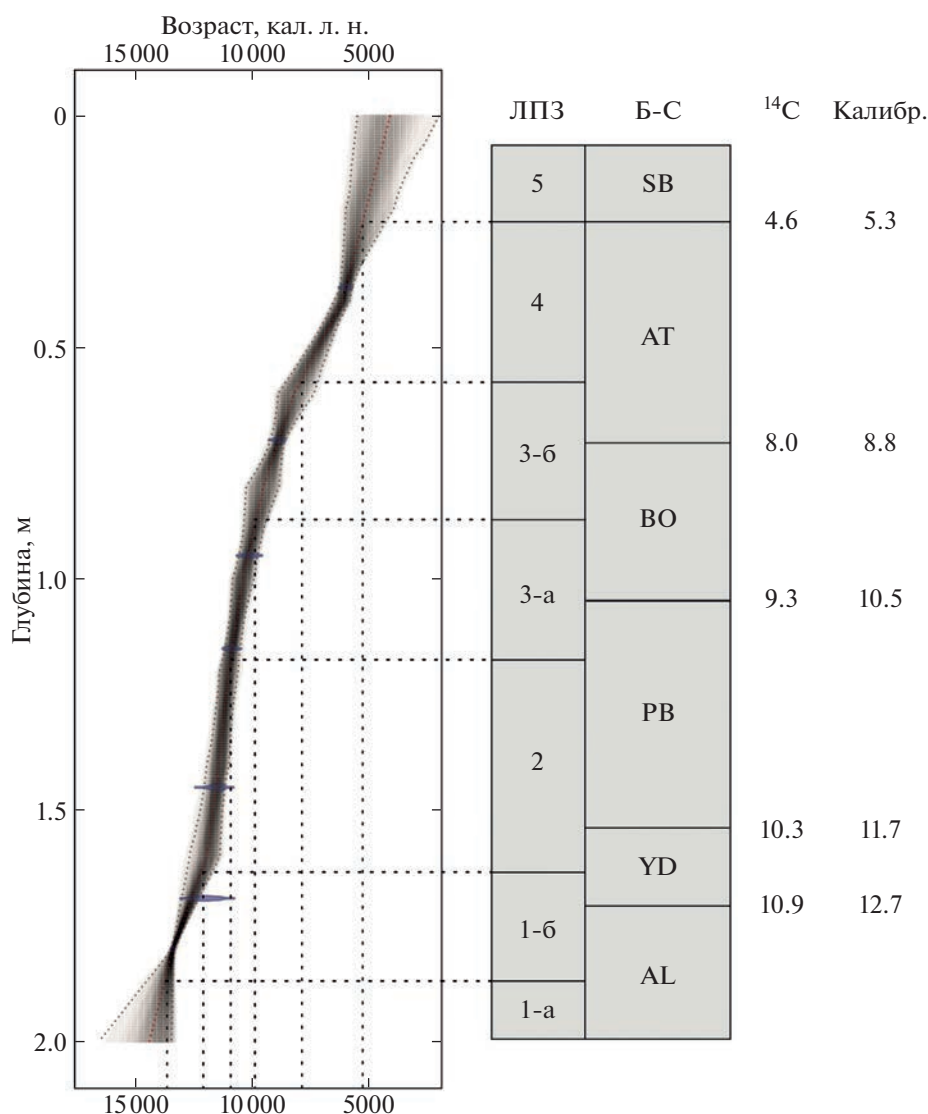
тительного покрова и характера палинофлоры, а также на результатах кластерного анализа.

По результатам анализа выделено 5 локальных пыльцевых зон (ЛПЗ). Временные интервалы, соответствующие каждой палинозоне, определены по возрастной модели.

**ЛПЗ 1 (2.0–1.63 м)** соответствует нижним горизонтам колонки K7C, представленными легким суглинком и слабо оторфованным суглинком. В общем составе спорово-пыльцевых спектров ЛПЗ 1 примерно в равном количестве присутствуют пыльцевые зерна деревьев и кустарников (45–66%) и трав и кустарничков (34–55%).

Внутри ЛПЗ 1 по результатам кластерного анализа и изменению состава палиноспектров можно выделить две подзоны — 1-а (2.0–1.87 м) и 1-б (1.87–1.63 м). Для подзоны 1-а характерно преобладание пыльцы *Picea* (16–18%) и *Betula* sect. *Albae* (13–18%) в группе пыльцы деревьев и кустарников, в меньшем количестве встречается пыльца *Pinus* s/g *Diploxylon* (10–11%). В небольшом количестве присутствует пыльца ольхи серой (2%) и ольхи черной (3–5%), кустарниковой березы (2%), ивы (1–2%). Единичны пыльцевые зерна карликовой березки, а также широколиственных пород — дуба и вяза. В группе пыльцы трав и кустарничков доминируют Сугерасеае (23–24%) и Роасеае (11–17%). Для подзоны 1-а характерна наименьшая общая концентрация пыльцы (5–6 тыс. зерен на см<sup>3</sup>).

Подзона 1-б характеризуется меньшим количеством пыльцы ели (1–9%) и сосны (3%) и возросшей долей пыльцы древовидной березы (23–39%). В этой подзоне увеличивается и процентное содержание пыльцы мелколиственных кустарников — *Betula* sect. *Fruticosae* (5–7%), *B.* sect. *Nanae* (до 1%), *Salix* (5–8%). Еще одним существенным отличием от подзоны 1-а является возрастание доли пыльцы ксерофильных трав и ку-



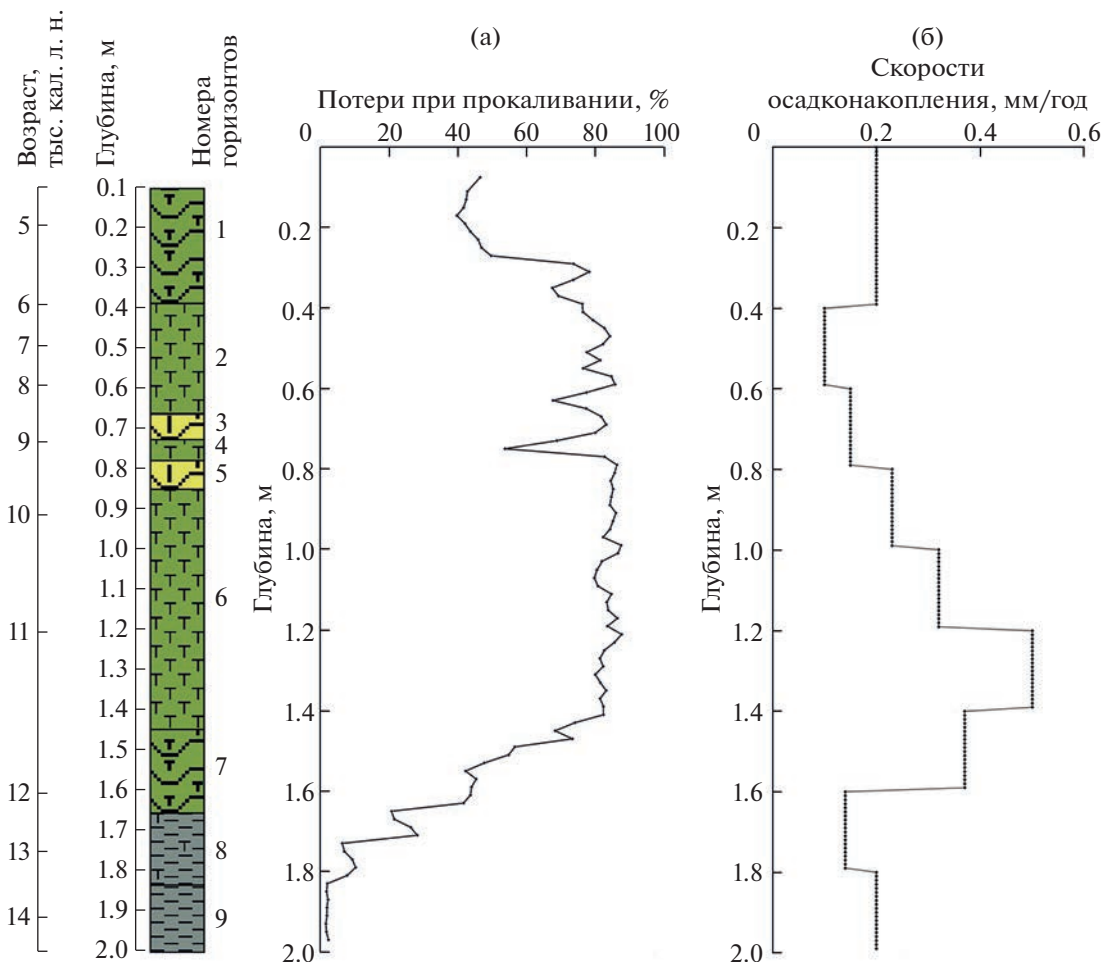
**Рис. 2.** Глубинно-возрастная модель отложений колонки К7С и ее сопоставление с локальными пыльцевыми зонами (ЛПЗ). Б-С — периодизация голоцена по Блитту-Сернандеру; <sup>14</sup>C — радиоуглеродный возраст границ, тыс. л. н. (Хотинский, 1977); Калибр. — соответствующий калиброванный возраст (Bronk Ramsey, 2009).

**Fig. 2.** Age-depth model for the sediment sequence in the core K7C and its comparison with local pollen zones (ЛПЗ). Б-С — The Blytt-Sernander subdivision of the Holocene; <sup>14</sup>C — the radiocarbon age, thousand years BP (Khotinskii, 1977); Калибр. — corresponding calibrated age (Bronk Ramsey, 2009).

старничков — *Artemisia* (7–14%), *Chenopodiaceae* (2–4%). Для этой подзоны характерно большое разнообразие в группе пыльцы травянистых растений (встречается пыльца *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Fabaceae*, *Primulaceae*). Велика концентрация пыльцы кустарниковых видов берез (*Betula* sect. *Fruticosae* — от 3 до 5 тыс./см<sup>3</sup>, *B.* sect. *Nanae* — от 300 до 600 зерен на см<sup>3</sup>), а также *Artemisia* (от 3 до 11 тыс./см<sup>3</sup>) и *Chenopodiaceae* (от 1 до 3 тыс./см<sup>3</sup>). Общая концентрация пыльцы увеличивается до 60–90 тыс. зерен на см<sup>3</sup>.

В нижних горизонтах колонки К7С растительные макроостатки встречаются единично (рис. 6). В основном отмечены макроостатки растений, тяготеющих к переувлажненным местообитаниям (*Carex lasiocarpa*), а также прибрежно-водных и болотных растений (*Phragmites*, *Typha*, *Potamogeton*, *Sphagnum* sect. *Acutifolia*, *Sph.* sect. *Cuspidata*, *Calliergon*, *Warnstorfia*).

ЛПЗ 2 (1.63–1.18 м) соответствует горизонтам оторфованного суглинка и торфа. В спорово-пыльцевых спектрах этой палинозоны количество пыльцы деревьев и кустарников сначала уменьшается с 45 до 14%, а затем вновь возрастает



**Рис. 3.** Изменения в содержании органического вещества (а) и скорости осадконакопления (б) для отложений колонки К7С.

Номера горизонтов: 1, 7 – суглинок сильно оторфованный; 2, 4, 6 – торф низинный; 3, 5 – органо-карбонатный ил с обилием ракушечного детрита; 8 – суглинок слабо оторфованный; 9 – суглинок легкий, не слоистый.

**Fig. 3.** Changes in organic matter content (a) and sedimentation rates (b) for the sediments from the core K7C.

Lithology: 1, 7 – peaty loam; 2, 4, 6 – lowland peat; 3, 5 – organic carbonate silt with shell detritus; 8 – loam with peat; 9 – unstratified loam.

до 56%. Доля пыльцы трав и кустарничков в интервале глубин 140–130 см достигает максимума – 86%. В верхней части палинозоны резко возрастает количество спор за счет спор папоротников семейства Polypodiaceae. В группе пыльцы трав и кустарничков доминантом является Poaceae (31–74%). Процентное содержание пыльцы *Artemisia* и Chenopodiaceae уменьшается, однако удельные скорости аккумуляции пыльцы этих растений, напротив, довольно высокие (скорость аккумуляции пыльцы *Artemisia* достигала 100–500 зерен на см<sup>2</sup>/год, Chenopodiaceae – до 200 зерен на см<sup>2</sup>/год). Встречаются зерна *Ephedra* и *Thalictrum*, характерных для перигляциальных флор центральных районов Русской равнины. В целом, в группе трав отмечается большое разнообразие пыльцы – встречается пыльца растений-галофилов (Plum-

baginaceae), растений нарушенных субстратов (Caryophyllaceae, Brassicaceae) и разнотравья (Asteraceae, Apiaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, Fabaceae и др.). Присутствует пыльца прибрежно-водных трав – *Typha latifolia*, *Sparganium*. В группе пыльцы деревьев и кустарников преобладает пыльца *Betula* sect. *Albae* (3–25%). Доля пыльцы *Picea*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *B.* sect. *Nanae* уменьшается снизу вверх в пределах ЛПЗ 2, доля *Pinus* s/g *Diploxylon* – увеличивается. На долю пыльцы ивы приходится от 1 до 6%. Единично встречается пыльца широколиственных деревьев и кустарников (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*). Для нижней части ЛПЗ характерна высокая концентрация пыльцы березы (в том числе кустарниковых), полыни, василистника и представителей семейства маревых, однако в верхней части ЛПЗ концентрация пыльцы этих растений уменьшается. Удельные скорости аккумуля-



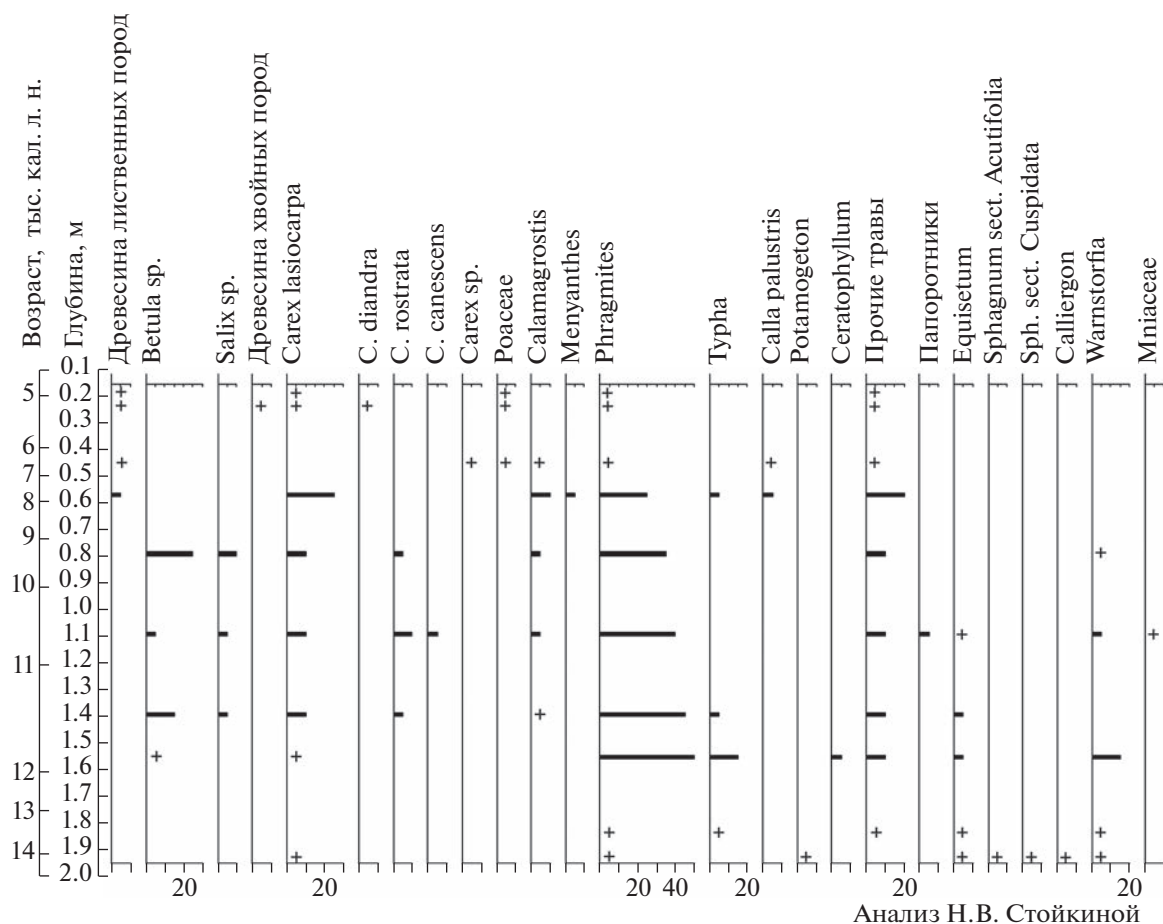


Рис. 6. Ботанический анализ отложений колонки K7C.

Fig. 6. Botanical analysis of sediments from the core K7C.

3-а (1.18–0.87 м) и 3-б (0.87–0.57 м). В подзоне 3-а доля пыльцы деревьев и кустарников в общем составе палиноспектров в целом на 5–10% выше, чем в подзоне 3-б. В этой группе доминируют сосна (13–38%) и береза (16–36%) и в очень малом количестве присутствует пыльца ели (до 2%). Роль пыльцы мелколиственных кустарников (*Betula* sect. *Fruticosae*, *Salix*) становится менее значимой, чаще встречается пыльца широколиственных пород (*Quercus* – до 2%, *Corylus* – до 3%). В группе трав преобладает пыльца осок (20%–30%). Среди спор в большом количестве насчитываются споры Polypodiaceae, единично встречаются споры *Sphagnum*, *Botrychium*, *Dryopteris*, *Equisetum*. Подзона 3-б отличается от подзоны 3-а более богатым составом древесной палинофлоры. Так, в подзоне 3-б отмечается высокое разнообразие пыльцы деревьев и кустарников, характерных для широколиственных лесов (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Lonicera*, *Sambucus*). Стоит отметить и небольшое снижение доли пыльцы *Artemisia* относительно подзоны 3-а.

Согласно результатам ботанического анализа торфа, в отложениях на глубинах 1.18–0.57 м встречаются макроостатки растений, тяготеющих к водным и увлажненным местообитаниям – осоки (*Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. canescens*), тростник, вейник, рогоз, белокрыльник болотный, мхи *Warnstorfia* и *Mniaceae*. Отмечаются макроостатки *Betula* и *Salix*.

ЛПЗ 4 (0.57–0.22 м) характеризует горизонты торфа и оторфованного суглинка. В общем составе спорово-пыльцевых спектров возрастает доля пыльцы деревьев и кустарников (77–90%). Доминантами в этой группе являются *Picea* (8–35%) и *Pinus* s/g *Diploxylon* (17–50%), при этом процентное содержание пыльцы ели увеличивается снизу вверх в пределах ЛПЗ, а доля пыльцы сосны уменьшается. По сравнению с ЛПЗ 3, возрастает доля пыльцы ольхи серой и ольхи черной. На долю пыльцы широколиственных пород приходится в сумме от 3 до 9%. Растет концентрация пыльцы ели (16–108 тыс./см<sup>3</sup>), сосны (35–128 тыс./см<sup>3</sup>), ольхи (*Alnus incana* 3–17 тыс./см<sup>3</sup>, *A. glutinosa* 2–32 тыс./см<sup>3</sup>) и широколиственных пород (*Quer-*

*cus* 1–3 тыс./см<sup>3</sup>, *Tilia* 2–10 тыс./см<sup>3</sup>, *Ulmus* до 3 тыс./см<sup>3</sup>, *Corylus* 2–6 тыс./см<sup>3</sup>). В группе трав преобладают осоки, в меньшем количестве встречается пыльца злаков и лугового разнотравья. В группе спор доминируют Polypodiaceae, отмечаются споры *Sphagnum*, *Botrychium*, *Dryopteris*, *Ophyoglossum*, *Equisetum*.

**ЛПЗ 5 (0.22–0.0 м)** соответствует горизонту оторфованного суглинка. В общем составе палиноспектров по-прежнему доминирует пыльца деревьев и кустарников (74–83%) при невысокой доле пыльцы трав и кустарничков (18–26%). Среди пыльцы деревьев и кустарников преобладает пыльца *Picea* (24–34%) и *Pinus* s/g *Diploxylon* (32–39%), количество пыльцы *Betula* sect. *Albae* очень невелико (5–7%). Палиноспектры ЛПЗ 5 отличаются меньшей долей пыльцы широколиственных пород (их общее количество достигает 3–5%) и небольшое разнообразие широколиственной дендрофлоры (встречаются пыльцевые зерна дуба, вяза, липы, тополя, лещины). В группе трав доминирует пыльца осок (10–17%), реже встречаются пыльцевые зерна злаков, полыни, маревых, разнотравья (Cichoriaceae, Brassicaceae, Polygonaceae, Rosaceae и др.). Среди спор отмечены Polypodiaceae, *Sphagnum*, *Botrychium*, *Equisetum*. Общая концентрация пыльцы и спор в ЛПЗ 5 снижается до 150–300 тыс. зерен на см<sup>3</sup> (по сравнению с 200–500 тыс./см<sup>3</sup> в ЛПЗ 4).

На глубинах 0.57–0.0 м в отложениях колонки К7С растительные макроостатки встречаются единично. В основном отмечаются макроостатки осок, тростника, других трав семейства злаковых, а также фрагменты древесины лиственных и хвойных пород.

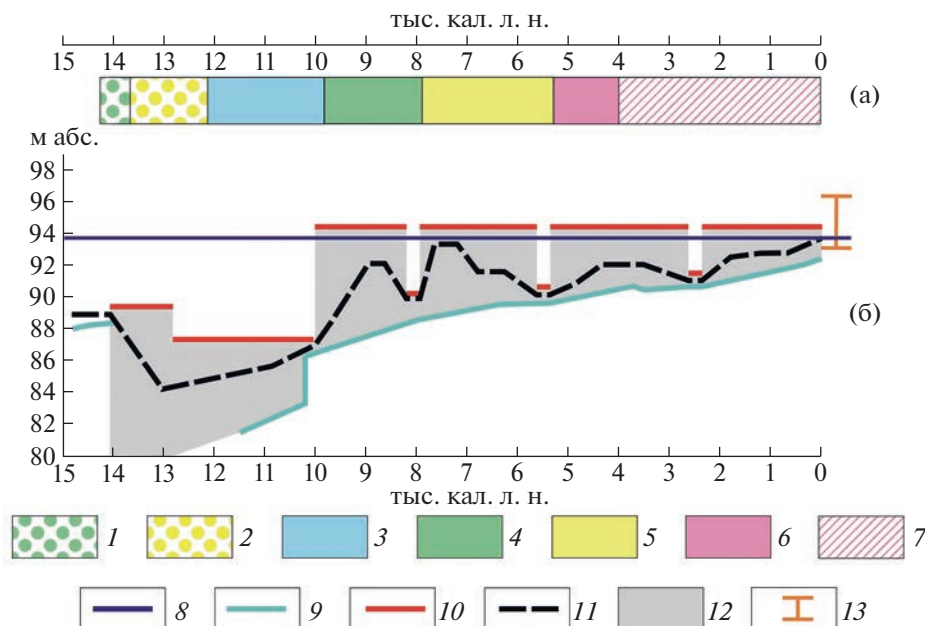
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ глубинно-возрастной модели и палинологических данных показал, что отложения колонки К7С охватывают довольно широкий временной интервал – от аллереда до позднего голоцена. Полученные данные были сопоставлены с опубликованными ранее результатами палеоботанических исследований отложений озера Неро и его террасового комплекса (Wohlfarth et al., 2006; Алешинская, Гунова, 1997; Гунова, Лефлат, 1997) и с новыми данными по изменениям уровня озера Неро в позднеледниковье и голоцене (Константинов и др., 2023). В соответствии с выделенными локальными пыльцевыми зонами, полученные материалы могут быть проинтерпретированы следующим образом:

**14.3–13.7 тыс. кал. л. н.** Нижние горизонты колонки К7С формировались в аллереде. О длительности накопления этих горизонтов можно судить лишь предположительно, экстраполируя график осадконакопления на этот интервал. Воз-

можно, скорость осадконакопления в это время была высокой, о чем косвенно свидетельствуют очень низкие концентрации пыльцы и спор всех основных таксонов и низкое содержание органического материала (<2%). Эти отложения, по всей вероятности, не являются озерными, а имеют аллювиально-делювиальный генезис. Это подтверждает и геоморфологическое положение скважины (присклонная позиция вблизи тылового шва между конусами выноса соседних оврагов), и отсутствие створок диатомовых водорослей на этих глубинах. Последние данные по колебаниям уровня озера Неро в позднеледниковье и голоцене (Константинов и др., 2023) свидетельствуют о наличии регрессивного этапа в истории озера в интервале 14.7–10 тыс. кал. л. н. (рис. 7). В период регрессии уровень в оз. Неро упал ниже 87 м над у. м., что, скорее всего, было связано с углублением речных русел системы Устье-Векса-Которосль по причине роста речного стока (Panin, Matlakhovala, 2015). Согласно составу спорово-пыльцевых спектров в отложениях колонки К7С, в аллереде в окрестностях озера Неро преобладали елово-березовые редколесья, а на открытых пространствах произрастали разнотравные ассоциации. Береза играла в растительном покрове большую роль, чем ель, однако данные Wohlfarth et al. (2006) говорят о расселении в окрестностях озера Неро ели европейской уже 14 тыс. кал. л. н., что позволяет не считать пыльцу ели в этих слоях заносной. Разреженная растительность, вероятно, способствовала интенсификации склоновых и флювиальных процессов на исследуемой территории. Результаты исследования Wohlfarth et al. (2006) тоже указывают на низкий уровень оз. Неро в аллереде, это подтверждают найденные в донных отложениях озера макроостатки *Betula nana*, а также включения раковин моллюсков *Valvata piscinalis*, тяготеющих к мелководным олиготрофным озерам. На берегах оз. Неро в это время росли кустарники (березы и ивы), а на окружающей территории расселились *Betula* sect. *Albae*, *Picea abies* и *Pinus sylvestris* (Wohlfarth et al., 2006).

**13.7–12.1 тыс. кал. л. н.** Во второй половине аллереда и позднем дриасе содержание органического вещества в отложениях увеличивается за счет поступления большого количества растительных остатков в ходе заболачивания присклонного понижения и его зарастания тростником и другими влаголюбивыми растениями. Невысокая доля пыльцы древесных пород, среди которых многочисленны кустарники (*Betula* sect. *Fruticosae*, *B.* sect. *Nanae*, *Salix*), значительное количество пыльцы *Artemisia*, Chenopodiaceae и разнотравья свидетельствуют о том, что на территории в это время были распространены ландшафты перигляциальной лесостепи: березовые редколесья в сочетании с полынно-маревыми и разнотравными сообществами. Судя по очень низкой кон-



**Рис. 7.** Основные этапы развития растительности Ростовской низины в позднеледниковье и голоцене и их сопоставление с изменением уровня оз. Неро.

(а) – реконструкция растительности с 14.3 до 4 тыс. кал. л. н. – по авторским палинологическим данным, после 4 тыс. кал. л. н. – по данным Wohlfarth et al. (2006); (б) – реконструкция изменения уровня озера Неро по материалам Константинов и др. (2023). *Редколесья*: 1 – елово-березовые, 2 – березовые; *леса*: 3 – сосново-березовые, 4 – сосново-березовые с участием широколиственных пород, 5 – елово-сосновые с примесью березы и широколиственных пород, 6 – еловые с участием сосны, березы и широколиственных пород, 7 – сосново-елово-березовые с участием широколиственных пород; *средний многолетний уровень*: 8 – по данным на середину XX века (Бикбулатов и др., 2003), 9 – минимальный вероятный, 10 – максимальный вероятный, 11 – оценка изменения; 12 – область неопределенности; 13 – инструментально зафиксированная амплитуда колебаний уровня за 1930–1980 гг. (Бикбулатов и др., 2003).

**Fig. 7.** The main stages of the vegetation evolution in the Rostov lowland during the Late Glacial and Holocene and their comparison with changes in the level of Lake Nero.

(a) – reconstruction of vegetation, in the interval 14.3–4 cal. ka BP – according to authors' palynological data, after 4 cal. ka BP – according to Wohlfarth et al. (2006); (b) – changes in the level of Lake Nero according to Konstantinov et al. (2023). *Legend*: 1 – spruce-birch sparse forests, 2 – birch sparse forests, 3 – pine-birch forests, 4 – pine-birch forests with broadleaf species, 5 – spruce-pine forests with birch and thermophilous deciduous trees, 6 – spruce forests with pine, birch, and broadleaf trees, 7 – pine-spruce-birch forests with broadleaf species; 8 – mean annual level according to data for the middle of the 20th century (Bikbulatov et al., 2003); 9 – the minimum probable mean annual level; 10 – the maximum probable mean annual level; 11 – estimation of the mean annual level change; 12 – field of uncertainty; 13 – instrumentally recorded amplitude of level fluctuations during 1930s–1980s (Bikbulatov et al., 2003).

концентрации пыльцы ели (1–7 тыс. зерен на см<sup>3</sup>) по сравнению с пылью других растений и общей концентрацией пыльцы в этом интервале (60–90 тыс. зерен на см<sup>3</sup>), ее пыльцевые зерна в отложениях могут считаться заносными. К близким выводам пришли З.В. Алешинская и В.С. Гунова (1997): они отмечали распространение в позднем дриасе в окрестностях оз. Неро березовых редкостойных лесов. Также они предполагали, что озеро Неро в это время было холодным олиготрофным водоемом с уровнем выше современного, а в составе его диатомовой флоры отмечались виды, характерные для приледниковых озер (*Cocconeis disculus*, *Navicula scutelloides* и др.). Однако последними исследованиями (Borisova et al., 2022; Константинов и др., 2023) высокий уровень оз. Неро в позднем дриасе и раннем голоцене не подтверждается.

**12.1–10.9 тыс. кал. л. н.** Резкое возрастание содержания органического вещества в отложениях (до 80%) и высокие скорости накопления торфа (до 0.5 мм/год) при переходе от позднего дриаса к пребореальному периоду голоцена свидетельствуют о потеплении климата. Снижение доли пыльцы карликовой березки и пыльцы ксерофильных трав в спорово-пыльцевых спектрах говорит о том, что потепление сопровождалось повышением влажности климата. Это способствовало уменьшению площадей открытых пространств в окрестностях оз. Неро и постепенному замещению ландшафтов перигляциальной лесостепи лесной растительностью. Вероятно, в начале пребореального периода в районе исследования уже произрастали сосновые и березовые леса. Местами могли сохраняться еловые перелески. Открытые пространства были заняты полынно-маревыми и

разнотравными сообществами. Стоит отметить присутствие в палинофлоре пребореального времени эфедры и василистника — типичных представителей перигляциальных флор.

Судя по высокой доле пыльцы злаковых в палиноспектрах и большому количеству найденных макроостатков тростника, можно заключить, что в окрестностях скважины К7С в этот период существовало тростниковое низинное болото. В условиях повышенной увлажненности на болоте произрастали рогоз, ежеголовник, роголистник, злаки, папоротники, березы и ивы.

На глубине 1.6 м в колонке К7С в большом количестве отмечаются диатомовые водоросли, при этом господствуют перифитонные виды, а планктонные полностью отсутствуют. Вероятно, существовавшее здесь болото было довольно сильно обводнено. Присутствие аэрофильного вида *Hantzschia amphioxys* говорит о том, что болото иногда пересыхало, а находки *Rexlowea parasemen*, *Eunotia biconstricta*, *Stauroneis gracilis* позволяют делать вывод о более суровых климатических условиях по сравнению с современными.

В интервале 11.5–11.2 тыс. кал. л. н. по снижению доли пыльцы деревьев и кустарников, доли пыльцы березы, исчезновению пыльцы ели в спорово-пыльцевых спектрах и уменьшению концентрации пыльцы почти всех таксонов можно реконструировать кратковременное похолодание климата, которое по времени хорошо соотносится с пребореальной осцилляцией (РВО), установленной по данным изучения ледяных кернов из Гренландии (Kobashi et al., 2008). Проявление этого похолодания ранее уже было зафиксировано по палинологическим данным в центральной части Русской равнины (Борисова и др., 2022), однако степень его проявления всегда различна и сокращается по мере удаления от Северной Атлантики. Вероятно, в окрестностях оз. Неро это похолодание замедлило процесс распространения сосново-березовых лесов и способствовало увеличению роли травянистых сообществ в составе растительности.

После 11.2 тыс. кал. л. н. процесс потепления возобновился; на территории продолжилось расчленение березово-сосновых лесов.

Таким образом, конец позднего дриаса и начало пребореала — это этапы развития единого процесса перестройки ландшафтов под воздействием очень быстрого потепления. Трансформация растительности в Ростовской низине на рубеже плейстоцена и голоцена, прослеживаемая по палинологическим данным, происходила при том же составе флоры за счет изменений в соотношении площадей, занятых теми или иными сообществами, и смены доминантов растительного покрова, потому что миграция более теплолюбивых

растений из рефугиумов не могла изменить состав флоры за короткий срок.

Ранее палинологическое изучение пребореальных отложений в окрестностях оз. Неро было проведено З.В. Алешинской и В.С. Гуновой (1997). Эти исследователи реконструировали пространство в пребореале березовых лесов с участием сосны, однако отложения пребореального возраста на полученной ими спорово-пыльцевой диаграмме были представлены лишь четырьмя образцами, что не позволяло проследить проявления короткопериодных климатических изменений внутри этого этапа.

**10.9–9.8 тыс. кал. л. н.** В конце пребореального периода и начале бореального периода тростниковое низинное болото в окрестностях колонки К7С трансформировалось в тростниково-осоковое болото, о чем говорит преобладание пыльцы Сурегасеae в группе пыльцы трав и кустарничков и многочисленные находки макроостатков осок и тростника в составе торфа. Растительность болота была представлена различными видами осок (*Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. canescens*), а также другими влаголюбивыми (вейник, мхи семейства мниевые) и водно-болотными растениями (тростник, рогоз, ежеголовник, рдест, мох варнсторфия). К влажным местообитаниям тяготели береза и ива. В лесах на окружающей болото территории по-прежнему основными лесообразующими породами были сосна и береза, а на открытых пространствах произрастали полыни, травы семейства маревых и луговое разнотравье.

**9.8–7.9 тыс. кал. л. н.** Во второй половине бореального периода и начале атлантического периода содержание органического материала в отложениях остается высоким, а видимые скорости осадконакопления постепенно снижаются. Последнее можно объяснить лучшим разложением торфа в более теплых условиях или снижением обводненности болота в этот период, о чем свидетельствуют уменьшение количества макроостатков тростника в этом интервале и более частые находки макроостатков березы, вейника и других травянистых растений. Спорово-пыльцевые спектры отражают более теплые климатические условия. В растительном покрове этого времени преобладали смешанные сосново-березовые леса с участием широколиственных пород — дуба, вяза, липы. В подлеске произрастали лещина, жимолость, бузина. Палинологические данные З.В. Алешинской и В.С. Гуновой (1997) подтверждают широкое распространение сосново-березовых лесов в окрестностях оз. Неро в бореальном периоде.

**7.9–5.2 тыс. кал. л. н.** В спорово-пыльцевых спектрах атлантического периода голоцена растет процентное содержание пыльцы широколиственных пород и в несколько раз увеличивается концентрация пыльцы ели, ольхи, дуба, липы,

вяза и лещины, что говорит об увеличении продуктивности растений. Вероятно, климат в это время стал еще теплее и мягче, а состав лесов стал более разнообразным. На территории широко распространились смешанные елово-сосновые леса с примесью березы и широколиственных деревьев (дуба, вяза, липы). В кустарниковом ярусе росли лещина и жимолость. По данным Wohlfarth et al. (2006), наиболее густые леса с богатой дендрофлорой произрастали в исследуемом районе в интервале 6.1–2.5 тыс. кал. л. н. В озере Неро в атлантическое время отмечается трансгрессия, начавшаяся еще в конце бореального периода (Константинов и др., 2023). Уровень озера достигал абс. отметок 91–94 м и не превышал современный. Это хорошо согласуется с результатами диатомового анализа (Гунова, Лефлат, 1997), показавшего высокое содержание теплолюбивых планктонных видов в первой половине атлантического периода (*Aulacoseira granulata*, *A. italica*, *Stephanodiscus rotula* и др.). После 6.5 тыс. кал. л. н. уровень оз. Неро постепенно снижается (Константинов и др., 2023), на берегах озера произрастают хвойно-широколиственные леса, а климат теплее современного (Алешинская, Гунова, 1997).

**5.2–0.0 тыс. кал. л. н.** На время позднего голоцена в колонке К7С приходятся лишь верхние 22 см. Содержание органического материала в отложениях уменьшается до 40–50%, общая концентрация пыльцы также снижается, что говорит о меньшей продуктивности растений в связи с похолоданием климата. Спорово-пыльцевые спектры ЛПЗ 5 отражают господство на территории еловых лесов с примесью сосны, березы, широколиственных пород. Эти выводы хорошо согласуются с данными З.В. Алешинской и В.С. Гуновой (1997), которые реконструировали распространение еловых лесов уже в суббореальном периоде и их последующую смену березово-сосново-еловыми лесами с примесью широколиственных элементов. Результаты более подробного исследования отложений позднего голоцена Wohlfarth et al. (2006) свидетельствуют о незначительном участии ели в древостое в суббореале и о возрастании ее роли после 2.5 тыс. кал. л. н. Стоит отметить находки пыльцы *Secale cereale*, *Rumex acetosella*, *Polygonaceae*, *Urtica*, *Fagopyrum* и *Linum* в верхних горизонтах донных отложений озера Неро, что указывает на активную сельскохозяйственную деятельность на берегах озера в течение последних 500 лет (Wohlfarth et al., 2006).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты исследования отложений колонки К7С и их сопоставление с опубликованными материалами позволили провести реконструкцию основных этапов ландшафтно-

климатических изменений в Ростовской низине начиная с 14.3 тыс. кал. л. н.

1. С 14.3 до 13.7 тыс. кал. л. н. растительный покров был представлен елово-березовыми редколесьями, на открытых участках произрастали разнотравные фитоценозы.

2. Во второй половине аллереда и позднем дриасе (13.7–12.1 тыс. кал. л. н.) значительное похолодание климата вызвало расширение незалеженных пространств, в растительном покрове этого времени березовые редколесья сочетались с тундровыми и степными ассоциациями.

3. В интервале 12.1–10.9 тыс. кал. л. н. на месте исследования существовало тростниковое низинное болото, которое после 10.9 тыс. кал. л. н. трансформировалось в тростниково-осоковое болото.

4. Перестройка растительности на рубеже позднего дриаса и раннего голоцена происходила постепенно за счет изменений в соотношении площадей, занятых теми или иными сообществами, и смены доминантов растительного покрова под воздействием быстрого потепления. В интервале 12.1–11.5 тыс. кал. л. н. ландшафты перигляциальной лесостепи замещались лесной растительностью, но можно предполагать распространение сосново-березовых лесов в районе исследования уже в начале пребореала. Несмотря на значительное потепление по сравнению с позднеледниковым этапом, климат был холоднее современного.

5. В период с 11.5 до 11.2 тыс. кал. л. н. произошло кратковременное похолодание, соответствующее по времени пребореальной осцилляции в Гренландии, которое привело к сокращению доли древесной растительности и новому расширению открытых пространств, занятых ксерофитными и разнотравными сообществами. После 11.2 тыс. кал. л. н. на территории продолжилось распространение березово-сосновых лесов.

6. В интервале 9.8–7.9 тыс. кал. л. н. (конец бореального и начало атлантического периода) возросла роль широколиственных деревьев и кустарников в составе растительности. Растительный покров был представлен смешанными сосново-березовыми лесами с участием дуба, вяза, липы.

7. Для атлантического периода голоцена в интервале 7.9–5.2 тыс. кал. л. н. были характерны наиболее теплые и мягкие климатические условия, климат был теплее современного, состав лесов стал более богатым. Широкое распространение получили елово-сосновые леса с примесью березы и широколиственных пород.

8. В позднем голоцене на территории господствовали еловые леса с участием сосны, березы и широколиственных элементов; климат был близок к современному.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Л. Захарова и Н.В. Сычева за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00639).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешинская З.В., Гунова В.С. (1975). Голоценовая история озера Неро по данным сопряженного анализа // История озер в голоцене. Л.: Ротапринт ГО СССР. С. 150–158.
- Алешинская З.В., Гунова В.С. (1997). Новейшие отложения и палеогеография озера Неро // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 1. С. 49–52.
- Атлас Ярославской области. (1964) / Под ред. А.Б. Дитмара, С.М. Воскобойниковой, А.Н. Иванова и др. М.: ГУГК. 28 с.
- Бикбулатов Э.С., Бикбулатова Е.М., Литвинов А.С., Поддубный С.А. (2003). Гидрология и гидрохимия озера Неро. Рыбинск: Рыбинский дом печати. 192 с.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. (1983). Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 208 с.
- Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Константинов Е.А., Панин А.В. (2022). Ландшафтно-климатические изменения в пребореале на северо-западе европейской части России // Геоморфология. Т. 53. № 3. С. 19–28.  
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030051>
- Геологическая карта четвертичных отложений м-ба 1:200000. Лист О-37-XXVIII (1967) Л.: ВСЕГЕИ.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ. 224 с.
- Гунова В.С. (1975). История озера Неро по палеоботаническим данным. Автореф. ... дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 21 с.
- Гунова В.С., Лефлат О.Н. (1997). Голоценовое и современное состояние экосистемы озера Неро // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 4. С. 42–45.
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины (Серия: История озер СССР). (1998) / Под ред. В.И. Хомутовой, Н.Н. Давыдовой, А.В. Раукаса, В.А. Румянцева. СПб: Наука. 406 с.
- Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л. и др. (2023). Колебания уровня озера Неро в голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 51–60.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>
- Кордэ Н.В. (1960). Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во акад. наук СССР. 220 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978). Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 184 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972). Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Т. 1. Л.: Наука. 171 с.
- Мазей Н.Г., Новенко Е.Ю. (2021). Применение пропионового ангидрида при подготовке проб для спорово-пыльцевого анализа // Nature Conservation Research. Заповедная наука. № 6 (3). С. 110–112.  
<https://doi.org/10.24189/ncr.2021.036>
- Почвы Ростовского района Ярославской области и рекомендации по их использованию. (1988). Л.: Лен. гос. ун-т. 223 с.
- Судакова Н.Г., Дашевский В.В., Писарева В.В. (1984). Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова Ярославского // Путеводитель экскурсии 10-ВХХVII Междунар. геологич. конгресса. М.: Союзгеолфонд. 26 с.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.
- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J. (2001). Diatoms // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. P. 155–202.  
[https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1\\_8](https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_8)
- Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022). On the existence of a large proglacial lake in the Rostov–Kostroma lowland, North-Central European Russia // Journal of Quaternary Science. P. 1–18.  
<https://doi.org/10.1002/jqs.3454>
- Bronk Ramsey C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. No. 51 (2). P. 337–360.  
<https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Grimm E.C. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Computers & Geosciences. Vol. 13. P. 13–35.
- Grimm E.C. (1990). TILIA and TILIA\*GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA, Working Group on Data-Handling Methods, Newsletter. Vol. 4. P. 5–7.
- Kobashi T., Severinghaus J., Barnola J.-M. (2008).  $4 \pm 1.5^\circ\text{C}$  abrupt warming 11,270 yr ago identified from trapped air in Greenland ice // Earth and Planetary Science Letters. Vol. 268. No. 3. P. 397–407.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.032>
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. No. 130. P. 46–61.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Stockmarr J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et Spores. Vol. 13. P. 614–621.
- Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O. et al. (2007). Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15000 and 8000 cal yr BP: a review // Quat. Sci. Rev. Vol. 26. P. 1871–1883.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.005>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov–Yaroslavl area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. Vol. 35. P. 543–569.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

# TRANSFORMATION OF PLANT COMMUNITIES AT THE TURN OF THE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN THE ROSTOV LOWLAND (YAROSLAVL REGION)<sup>1</sup>

A. V. Samus<sup>a, #</sup>, E. A. Konstantinov<sup>a</sup>, O. K. Borisova<sup>a</sup>, and L. I. Lazukova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: avsamus@igras.ru*

The article presents the results of a multiproxy study of a sedimentary sequence located on the lacustrine-alluvial plain west of Lake Nero (Yaroslavl region). The investigated 2 m-long core made it possible to reconstruct environmental changes since the Allerød to the Late Holocene. Previously poorly studied Preboreal deposits in this area have a significant thickness in the core (0.4 m). The obtained materials help fill the gap in understanding of the vegetation history in the Rostov lowland at the turn of the Late Glacial and Holocene and during the Early Holocene. The study is based on several paleogeographic methods: spore-pollen analysis, botanical composition analysis of peat, diatom analysis, loss-on-ignition, and radiocarbon dating. It was found that after 14.3 cal. ka BP sparse spruce-birch forests were widespread, open spaces were occupied by herbaceous communities. Since 13.7 cal. ka BP, as a result of a significant cooling, the open areas expanded, sparse birch forests dominated in combination with steppe and tundra associations. About 12.1 cal. ka BP a lowland reed wetland began to form at the site. It transformed into a reed-sedge wetland after 10.9 cal. ka BP. During the interval of 12.1–11.5 cal. ka BP, the landscapes of the periglacial forest-steppe were gradually replaced by pine-birch forests. The climate was colder than today, but with the tendency to warming compared to the Late Glacial stage. Short-term cooling 11.5–11.2 cal. ka BP led to a new expansion of open herbaceous communities, but the spread of forests continued after 11.2 cal. ka BP. Starting from 9.8 cal. ka BP, the role of broadleaf species increased in the woods; mixed pine-birch forests with oak, elm, and linden dominated in the surrounding area. In the interval 7.9–5.2 cal. ka BP, climate conditions were warmer than modern ones. This led to the spread of spruce-pine forests with birch and thermophilous deciduous trees. After 5.2 cal. ka BP the vegetation cover was dominated by spruce forests with pine, birch, and broadleaf species.

**Keywords:** peat mire, reconstruction of paleolandscapes, spore-pollen analysis, radiocarbon dating, Lake Nero, Late Glacial, Early Holocene

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank A.L. Zakharov and N.V. Sychev for their help during the fieldwork. This study was supported by the Russian Science Foundation (project No. 22-27-00639).

## REFERENCES

- Aleshinskaya Z.V., Gunova V.S. (1975). Holocene history of Lake Nero by record of multiple methods. *Istoriya ozer v golotsene*. L.: Rotaprint GO SSSR (Publ.). P. 150–158. (in Russ.)
- Aleshinskaya Z.V., Gunova V.S. (1997). The newest sediments and paleogeography of Lake Nero. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 1. P. 49–52. (in Russ.)
- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J. (2001). Diatoms. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Vol. 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. P. 155–202. [http://doi.org/10.1007/0-306-47668-1\\_8](http://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_8)
- Bikbulatov E.S., Bikbulatova E.M., Litvinov A.S., Poddubnyi S.A. (2003). *Gidrologiya i gidrokimiya ozera Nero* (Hydrology and hydrochemistry of Lake Nero). Rybinsk: Rybinskiy dom pečati (Publ.). 192 p. (in Russ.)
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasovich V.F. (1983). *Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennykh 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.)
- Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022). On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, North-Central European Russia. *Journal of Quaternary Science*. P. 1–18. <http://doi.org/10.1002/jqs.3454>
- Borisova O.K., Naryshkina N.N., Konstantinov E.A., Panin A.V. (2022). Landscape and climate changes in the Preboreal in the Northwestern European Russia. *Geomorfologiya*. Vol. 53. No. 3. P. 19–28. (in Russ.) <http://doi.org/10.31857/S0435428122030051>
- Bronk Ramsey C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. No. 51 (2). P. 337–360. <http://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Ditmar A.B., Voskoboinikova S.M., Ivanov A.N. et al. (Eds.). (1964). *Atlas Yaroslavskoi oblasti* (Atlas of the Yaroslavl region). Moscow: GUGK (Publ.). 28 p. (in Russ.)
- Geologicheskaya karta chetvertichnykh otlozhenii masshtaba 1:200 000. List O-37-XXVIII. (1967). (Geological map of Quaternary deposits on a scale of 1:200000.

<sup>1</sup> For citation: Samus A.V., Konstantinov E.A., Borisova O.K., Lazukova L.I. (2023). Transformation of plant communities at the turn of the Pleistocene and Holocene in the Rostov Lowland (Yaroslavl Region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 163–178 (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040114>; <https://elibrary.ru/HUJZCX>

- Sheet O-37-XXVIII). Leningrad: VSEGEI (Publ.). (in Russ.)
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948). Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primenenie v paleogeografii (Analysis of fossil pollen and spores and its application in palaeogeography). Moscow: OGIZ (Publ.). (in Russ.)
- Grimm E.C. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*. Vol. 13. P. 13–35.
- Grimm E.C. (1990). TILIA and TILIA\*GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods, Newsletter*. Vol. 4. P. 5–7.
- Gunova V.S. (1975). Istoriya ozera Nero po paleobotanicheskim dannym (History of Lake Nero according to palaeobotanical data). PhD thesis. Moscow: MSU. 21 p. (in Russ.)
- Gunova V.S., Leflat O.N. (1997). Holocene and modern state of the Lake Nero ecosystem. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 4. P. 42–45. (in Russ.)
- Khomutova V.I., Davydova N.N., Raukas A.V., Rumyantsev V.A. (Eds.). (1998). Istoriya ozer SSSR. Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeiskoi ravniny (History of the USSR lakes. The history of pleistocene lakes of the East European plain). Saint Petersburg: Nauka (Publ.). 406 p. (in Russ.)
- Khotinskii N.A. (1977). Golotsen Severnoi Evrazii (Holocene of the Northern Eurasia). Moscow: Nauka (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kobashi T., Severinghaus J., Barnola J.-M. (2008).  $4 \pm 1.5^\circ\text{C}$  abrupt warming 11,270 yr ago identified from trapped air in Greenland ice. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 268. No. 3. P. 397–407. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.032>
- Konstantinov E.A., Karpukhina N.V., Zakharov A.L. et al. (2023). Fluctuations of Lake Nero in the Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 51–60. (in Russ.). <http://doi.org/10.31857/S2949178923020044>
- Korde N.V. (1960). Biostratifikatsiya i tipologiya russkikh sapropelei (Biostratification and classification of Russian sapropels). Moscow: AN SSSR (Publ.). 220 p. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1978). Pyl'tsa dvudol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR (Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR). Leningrad: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1972). Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. T. 1 (Pollen and spores of flora of the European part of the USSR. Vol. 1). Leningrad: Nauka (Publ.). 171 p. (in Russ.)
- Mazei N.G., Novenko E.Yu. (2021). The use of propionic anhydride in the preparation of samples for pollen analysis. *Nature Conservation Research. Zapovednaya Nauka*. No. 6 (3): 110–112. (in Russ.) <http://doi.org/10.24189/ncr.2021.036>
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. No. 130. P. 46–61. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Pochvy Rostovskogo raiona Yaroslavskoi oblasti i rekomendatsii po ikh ispol'zovaniyu. (1988). (Soils of the Rostov region (Yaroslavl oblast) and recommendations for their use). Leningrad: LGU (Publ.). 223 p. (in Russ.)
- Stockmarr J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*. Vol. 13. P. 614–621.
- Sudakova N.G., Dashevskij V.V., Pisareva V.V. (1984). Quaternary deposits of the environs of the city of Rostov Yaroslavsky. *Putevoditel' ekskursii 10-V XXVII Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa*. Moscow: Soyuzgeolfond (Publ.). 26 p. (in Russ.)
- Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O. et al. (2007). Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15000 and 8000 cal yr BP: a review. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 26. P. 1871–1883. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.005>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov–Yaroslavl area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. Vol. 35. 543–569. <http://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89:556.55:551.8:574→551.312.4(234.853)

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТИЧЕСКИХ  
ИЗМЕНЕНИЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА ЮЖНОГО УРАЛА  
НА ОСНОВЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ МИАССОВО<sup>#</sup>

© 2023 г. Г. Р. Нигаматзянова<sup>1,\*</sup>, Л. А. Фролова<sup>1</sup>, Н. М. Нигматуллин<sup>1</sup>,  
А. Р. Юсупова<sup>1</sup>, Д. К. Нургалиев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Казанский федеральный университет, Казань, Россия

\*E-mail: GuRNigamatzyanova@kpfu.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 10.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Проведен спорово-пыльцевой анализ колонки донных отложений мощностью 526 см озера Б. Миассово, Южный Урал. Полученные данные позволили реконструировать растительный покров на водосборе озера и климатическую обстановку региона за 13400 кал. л., что существенно расширяет и дополняет палеогеографическую летопись Южного Урала. Установлено, что в интервале 13400–12700 кал. л. н. в условиях относительно теплого и сухого климата в исследуемом регионе были распространены перигляциальные лесостепные формации. На открытых ландшафтах произрастали травянистые сообщества и березово-сосновые редколесья с елью. Снижение доли участия сосны в растительном покрове и смена ели на более холодоустойчивую лиственницу были вызваны, скорее всего, похолоданием в период 12700–11700 кал. л. н. Начиная с 11700 кал. л. н., перигляциальные лесостепи сменяются березовыми лесами. Выявленные существенные изменения растительного покрова водосборного бассейна оз. Б. Миассово указывают на потепление и увлажнение климата в начале голоцена. В интервале 11300–10300 кал. л. н. отмечено доминирование березовых лесов. Распространение сосны и ели в диапазоне 10300–8300 кал. л. н. указывает на потепление климатических условий. С 8400 кал. л. н. в древостое увеличивается доля широколиственных пород. Максимальное значение широколиственных пород зафиксировано в интервале 6000–4500 кал. л. н. Некоторое похолодание климата отмечено в диапазоне 4500–2000 кал. л. н. На водосборе озера в это время произрастал березовый лес с примесью ели и широколиственных пород. Увеличение роли сосны и сокращение доли участия ели в древостое были вызваны, вероятно, аридизацией и потеплением климата в интервале 1800–1000 кал. л. н. С 1800 кал. л. н. растительность вокруг оз. Б. Миассово становится схожей с современной: на территории преобладали сосново-березовые леса с примесью темнохвойных и широколиственных пород.

**Ключевые слова:** спорово-пыльцевой анализ, голоцен, реконструкция климата, палеоэкология, озеро Большое Миассово

**DOI:** 10.31857/S2949178923040060, **EDN:** GPLFNE

ВВЕДЕНИЕ

Палеореконструкции климата и природных условий позднеледниковья и голоцена становятся все популярнее в связи с все более возрастающим вниманием к проблеме изменения климата (Nazarova et al., 2014; Frolova, 2016; Frolova et al.,

2017; Krivonogov et al., 2023). Особую ценность приобретают палеоклиматические и палеоэкологические исследования, основанные на комплексном изучении биологических палеоиндикаторов из донных отложений озер: створки диатомовых водорослей, пыльца и споры растений, остатки ветвистоусых ракообразных и комаровзвонцов (Palagushkina et al., 2014; Frolova, Frolova, 2017; Nigmatullin et al., 2021; Valieva et al., 2020; Nazarova et al., 2021; Nigamatzyanova et al., 2022). Пыльца растений в отложениях является хорошо зарекомендовавшим себя индикатором изменений растительности в прошлом (Пыльцевой анализ, 1950). Распространенность пыльцевых зерен

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др. (2023). Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 179–194. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>; <https://elibrary.ru/GPLFNE>

и их хорошая сохранность в отложениях различного типа сделали спорово-пыльцевой анализ одним из наиболее ценных инструментов изучения прошлых изменений окружающей среды и климата (Гричук, Заклинская, 1948; Сладков, 1967).

Палеореконструкции на Урале на основе изучения донных отложений озер имеют особое значение, учитывая пограничное положение Уральских гор, как климатораздела между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинами (Масленникова и др., 2014; Shumilovskikh et al., 2020). Первые работы по реконструкции растительного покрова Южного Урала были начаты И.М. Крашенинниковым в 1937 и 1939 г. (Lapteva, Korona, 2012). В 1940-е гг. Г.А. Благовещенским были изучены озерно-болотные отложения водоемов Южного Урала и Зауралья (Масленникова и др., 2014). Голоценовые отложения Южного Предуралья спорово-пыльцевым методом изучались в 1970-е гг. В.К. Немковой (1992). Автор выделил смены растительного покрова, соответствующие 5 фазам голоцена. Пребореал характеризовался распространением березовых лесов с примесью хвойных и широколиственных пород. В бореале возросла роль хвойных лесов, разрослись березово-сосновые леса. Климатический оптимум ознаменовался распространением ели и широколиственных пород. В суббореале заметно возросла роль сосен в Северном Предуралье и Среднем Прикамье, но южнее для этого времени установлено более широкое развитие липовых и березовых лесов с примесью широколиственных пород. В субатлантике в Предуралье распространилась растительность, схожая по составу с современной: на севере елово-сосновые леса, южнее елово-сосновые леса, но с примесью липы, дуба и вяза. В конце субатлантики автор отмечает увеличение безлесных пространств на юге Предуралья.

Исследование смены растительности на болотах близ озера Б. Миассово в Ильменском заповеднике проводилось Н.А. Кац и С.В. Кац (1978). Согласно полученным данным спорово-пыльцевого анализа торфяной залежи болота "Клюквенное" мощностью 7.75 м, растительность исследованной территории в начале формирования колонки была представлена редкой лиственницей. Далее в отложениях наряду с пылью лиственницы стала появляться пыльца березы и трав-пионеров. Большая часть колонки отложений (6.50–1.0 м) была сформирована в период развития березово-сосновых лесов с участием ели, пихты и широколиственных пород. В отложениях выше 1 м исчезает пыльца широколиственных пород, снижается концентрация пыльцы хвойных, но увеличивается концентрация пыльцы травянистых растений вследствие вырубок и пожаров.

Начиная с 1970-х гг., Н.К. Пановой опубликован ряд работ по истории растительности Урала,

в том числе, о формировании растительного покрова Южного Урала в голоцене (Панова, 2018).

Комплексное исследование донных отложений оз. Увильды (Южный Урал) мощностью 4.55 м было проведено В.И. Хомутовой (1995). Автором установлена последовательность изменений палеогеографических условий в послеледниковый и голоценовый период. Так, по мнению В.И. Хомутовой, растительность в дриасе была представлена перигляциальными степями. В теплых и влажных условиях аллереда стала преобладать древесная растительность. В пребореале и бореале вокруг оз. Увильды произрастали березовые и березово-сосновые леса. Наиболее оптимальные условия для развития широколиственных пород были в атлантическом периоде. В суббореале на водосборе озера преобладали сосново-березовые леса с постоянным участием широколиственных пород и ели. В субатлантический период на изучаемой территории продолжалось господство березы и сосны с постоянным присутствием берез кустарниковых форм, ольхи и ели, но с меньшим участием широколиственных пород.

В истории формирования растительного покрова Южного Зауралья в голоцене Н.И. Наumenko (2005) выделяет отсутствие эндемиков, тесные связи с Уральским центром распространения видов, а также влияние хозяйственной деятельности человека на протяжении всего голоцена. Е.Г. Лаптева и О.М. Корона (Lapteva, Korona, 2012) на основе макроостатков растений и пыльцы из пещеры Сухарыш реконструировали для Южного Зауралья развитие лесостепей с разнотравьем и березовым редколесьем с начала голоцена и до атлантического периода, сменившиеся под влиянием антропогенного воздействия рудеральными пастбищными сообществами. Послеледниковые и голоценовые изменения окружающей среды Южного Урала реконструированы на основе исследований донных отложений оз. Сырыткуль (Maslennikova et al., 2015). На водосборе озера в интервале ~11 600–11 500 кал. л. н. произошел переход от позднеледникового к голоцену. На водосборе озера в полуоткрытых лиственничных лесах начала шире распространяться береза, что, вероятно, связано с потеплением климата. ~11 200 кал. л. н. в предбореальные колебания разреженный лиственничный лес сменился степными травянистыми сообществами. В промежутке ~9800–9000 кал. л. н. климат характеризовался незначительной аридизацией, после которой вновь повысилась влажность. Снижение представленности сосны, ели, ольхи с одновременным увеличением количества полыни и березы в отложениях авторы связывают с ухудшением климатических условий в интервале ~8300–8000 кал. л. н. Распространение широколиственных пород, доминирование ели на территории вокруг оз. Сырыткуль связано с потеплением и увлажнением кли-

мата ~7400 кал. л. н. Значительное увеличение численности вяза и ели на водосборе озера ~7400–4450 кал. л. н. авторы связывают с климатическим оптимумом. Интервал ~4200–1900 кал. л. н. отмечился увеличением доли березовых лесов и появлением пихты. Около 2000 кал. л. н. на водосборе озера снизилось количество вяза и ольхи, что было следствием похолодания и аридизации климата.

Ранее проведенные исследования донных отложений озер позволили реконструировать динамику развития растительного покрова на протяжении 11900 кал. л. для Среднего Урала (оз. Таватуй) и 11700 кал. л. для Южного Урала (оз. Сырыткуль) (Maslennikova et al., 2016; Maslennikova, 2022). Озеро Б. Миассово, выбранное нами в качестве объекта исследования для проведения реконструкции растительного покрова и климатических изменений позднеледниковья и голоцена Южного Урала, позволит расширить и дополнить палеогеографическую летопись региона.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Б. Миассово (55°9'8.99" с. ш.; 60°16'34.73" в. д., 290 м над у. м.) расположено на территории Ильменского государственного заповедника в восточных предгорьях Ильменского хребта Южного Урала в окрестностях г. Миасс Аргаяшского и Чебаркульского районов Челябинской области (Rogozin, Gavrilkina, 2015). Это крупнейший водоем Ильменского заповедника и центральное звено Кисегач-Миассовской гидрологической системы, которая состоит из 8 связанных между собой озер (Рогозин, 2014). В восточной части водоема расположена протока – Проходная курья, соединяющая оз. Б. Миассово и оз. М. Миассово. Вследствие тектонического происхождения, водоем характеризуется глубокой центральной котловиной, сложной морфологией дна, депрессиями с выходом коренных пород, а также большой изрезанностью береговой линии (коэффициент изрезанности 2.9) и наличием заливов (Мухин и др., 2013; Вейсберг, 2014). Основные лимнологические характеристики озера представлены в табл. 1. Питание озера осуществляется по большей части атмосферными осадками (Андреева и др., 2000). Водоем характеризуется как димиктический, холодный, олиготрофный с сильно выраженной летней и зимней стратификацией и двумя периодами гомотермии (весной и осенью) (Rogozin, Gavrilkina, 2015; Вейсберг, 2014; Snitko, Snitko, 2014). Летние температуры воды достигают 10–12°C. Ледостав формируется с конца октября по начало декабря. Вскрывается озеро с конца марта по середину апреля. По ионному составу воды озера Б. Миассово относятся к гидрокарбонатному классу смешанного катионного состава с незначительным преобладанием каль-

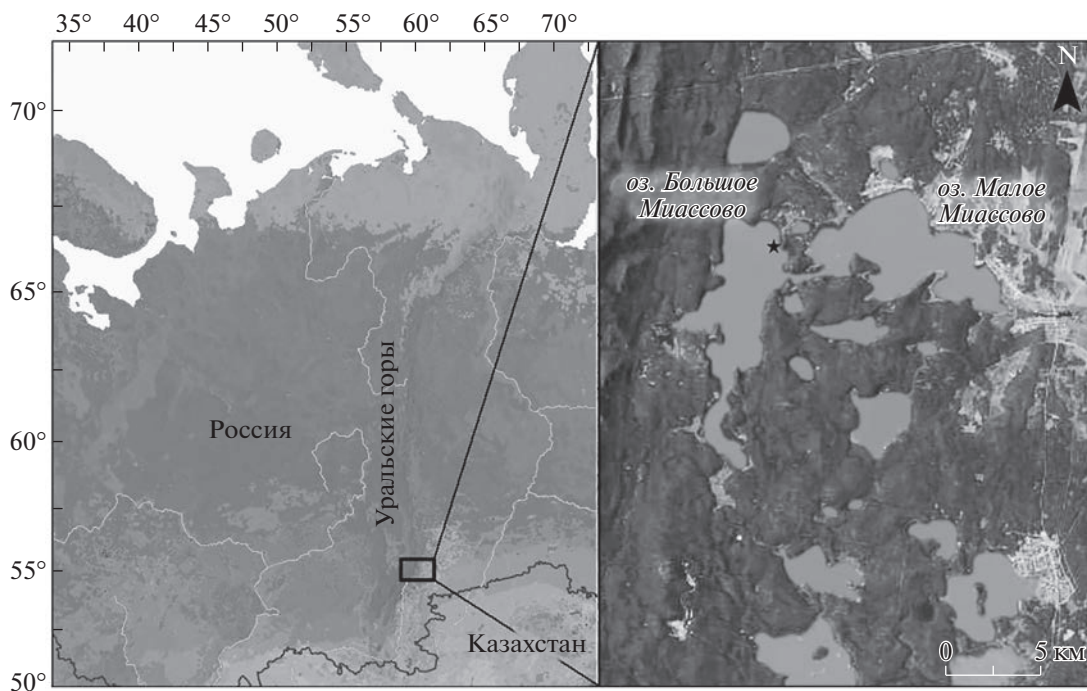
**Таблица 1.** Лимнологические характеристики оз. Б. Миассово

**Table 1.** Limnological characteristics of Lake Bolshoe Miassovo

Характеристики озера	
Площадь зеркала, км <sup>2</sup>	11.4
Максимальная глубина, м	25
Средняя глубина, м	11.2
Длина озера, км	8
Средняя ширина, м	1.5
Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	13.4
Минерализация, мг/л	183–240
Общая жесткость, мг-экв/л	1.8–2.8
pH	6.0–9.5

ция (Андреева и др., 2000). Климат территории характеризуется воздействием атлантических и континентальных воздушных масс, что приводит к резким колебаниям температур. В зимние месяцы Южный Урал находится под влиянием Сибирского антициклона, летом – под воздействием тропического воздуха с высокой температурой и низкой влажностью из Центральной Азии и Казахстана, а также арктического воздуха из Баренцева и Карского морей (Maslennikova, Udachin, 2017). Кроме того, атлантические циклоны приносят на Урал теплые и влажные воздушные массы. Климат характеризуется как континентальный. Средний абсолютный минимум в январе составляет –47°C, средний абсолютный максимум в июле – +38°C. Средняя температура воздуха в январе –16°C, в июле +17°C. Средняя годовая температура воздуха +1°C. Среднее годовое количество осадков составляет 415 мм (Ивченко, 2013; Maslennikova, Udachin, 2017). Снежный покров держится в среднем 150 дней (Андреева и др., 2000).

По геоботаническому районированию водоем расположен в подзоне сосново-березовых лесов лесной зоны, промежуточной между подзоной южнотаежных темнохвойно-широколиственных лесов и лесостепной зоной (Куликов, 2005; Вейсберг, 2014). Почвы представлены горными серыми, темно-серыми лесными и горными дерново-подзолистыми почвами. В растительном покрове преобладают сосновые леса (разнотравно-злакового, широколиственного, зеленомошно-брусничного, остепненного, травяно-болотного и сфагнового типа) и березняки (разнотравно-злакового и широколиственного типа), реже сосново-лиственничные редколесья и редкостойные лиственничники. На склонах хребтов распространены высокотравные луга и горные степи (кустарниковые, злаково-разнотравные, петрофитные) (Коротеева, 2005; Куликов, 2005). Ввиду обилия водоемов и заболоченных участков вокруг них, обширные территории занимают болотные сообщества (осоковые, сфагно-



**Рис. 1.** Карта-схема расположения оз. Б. Миассово (звездой обозначено место отбора исследованной колонки донных отложений).

**Fig. 1.** The map of the location of the Lake Bolshoe Miassovo (the asterisk indicates the place of selection of the studied core of bottom sediments).

вые) (Кац, Кац, 1978; Куликов, 2005). Среди водных макрофитов преобладают высокотравные гелофиты (*Typha latifolia*, *Phragmites australis*) и прикрепленные гидрофиты (*Nuphar lutea*), но разнообразнее всего во флоре озера представлены гигрофиты (Вейсберг, 2014; Андреева и др., 2000).

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В июле 2018 г. сотрудниками НИЛ Палеоклиматология, палеоэкология, палеомагнетизм Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета (ИГиНГТ КФУ) при помощи специализированного гидравлического пробоотборника (Борисов, 2004) была отобрана колонка донных отложений мощностью 526 см и диаметром 6 см с 25 м глубины в центральной части озера Б. Миассово (55°09'51.1" с. ш., 60°17'21.9" в. д.) для проведения палеоэкологических исследований (рис. 1). Для 9 образцов исследованной колонки определен возраст отложений радиоуглеродным методом в Лаборатории датирования ускорительной масс-спектрометрии  $^{14}\text{C}$  Департамента геологических наук Национального Тайваньского университета (NTUAMS Lab) (г. Тайбей, Тайвань) (табл. 2).

На спорово-пыльцевой анализ были исследованы 52 образца колонки донных отложений. Пробы весом 0.1–2.4 г были подвергнуты кислот-

ной (30 мин экспозиция в водяной бане при +90°C с добавлением 10% раствора соляной кислоты для удаления карбонатов из осадков) и щелочной (30 мин экспозиция в водяной бане при +90°C с добавлением 10% раствора гидроксида калия для удаления органической составляющей из осадков) обработке по сепарационному методу Гричука и просеяны через сито 0.25 мм для удаления крупных частиц из осадков (Пыльцевой анализ, 1950). Сепарация образцов проводилась тяжелой жидкостью (раствор калия-кадмия йодистого) плотностью 2.25 г/см<sup>3</sup>. Для подсчета концентрации пыльцы в каждый образец на первом этапе пробоподготовки добавлялось по одной таблетке спор *Lycopodium clavatum*. Расчет велся по следующей формуле:

$$K_{\text{п}} = (\Sigma_{\text{п}} \cdot N_{\text{м}} / \Sigma_{\text{пм}}) / H,$$

где  $K_{\text{п}}$  — концентрация пыльцы в образце;  $\Sigma_{\text{п}}$  — сумма пыльцевых зерен, подсчитанных в образце;  $N_{\text{м}}$  — количество маркеров, добавленных в образец;  $\Sigma_{\text{пм}}$  — сумма маркеров, подсчитанных в образце;  $H$  — масса (Stockmarr, 1972).

Спорово-пыльцевой анализ проводился с помощью светового микроскопа Axio Imager A2 (Zeiss) при увеличении в 400 раз. Для определения пыльцы и спор применялись отечественные и зарубежные определители и атласы (Куприянова и Алешина, 1972, 1978; Reille, 1992; 1995; 1998).

**Таблица 2.** Данные радиоуглеродного датирования донных отложений оз. Б. Миассово  
**Table 2.** AMS measurements from Lake Bolshoe Miassovo

№ обр.	Лабораторный номер	Глубина отбора проб, см	Тип отложений	Радиоуглеродный возраст ( $^{14}\text{C}$ ), л. н.	Калиброванный возраст (календарный), кал. л. н.
1	NTUAMS-5014-1	6	ил	$836 \pm 78$	$790 \pm 90$
2	NTUAMS-5015-1	48	ил	$1216 \pm 79$	$1130 \pm 160$
3	NTUAMS-5016-1	108	ил	$1991 \pm 80$	$1925 \pm 205$
4	NTUAMS-5017-2	198	ил	$3511 \pm 81$	$3780 \pm 210$
5	NTUAMS-5018-1	296	ил	$5244 \pm 97$	$6050 \pm 175$
6	NTUAMS-5019-2	334	ил	$6290 \pm 84$	$7175 \pm 185$
7	NTUAMS-5020-2	398	ил	$8337 \pm 94$	$9325 \pm 205$
8	NTUAMS-5021-1	470	ил	$11056 \pm 91$	$12940 \pm 170$
9	NTUAMS-5022-1	522	ил	$11559 \pm 93$	$13420 \pm 180$

В каждом образце идентифицировалось не менее 300 зерен. Построение палинодиаграммы и выделение кластерным анализом CONISS (Grimm, 1987) палинозон осуществлялись с помощью программного обеспечения Tilia / TiliaGraph (Grimm, 1991). Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Возраст исследованной колонки на основании проведенного радиоуглеродного AMS-датирования на глубине 526 см составил 13400 кал. л. (Nurgaliev et al., 2019). Для исследованной колонки были получены 9 датировок и построена возрастная модель (рис. 2). Отмечено непрерывное осадконакопление донных отложений озера со скоростью от 0.2 до 1.24 мм/год.

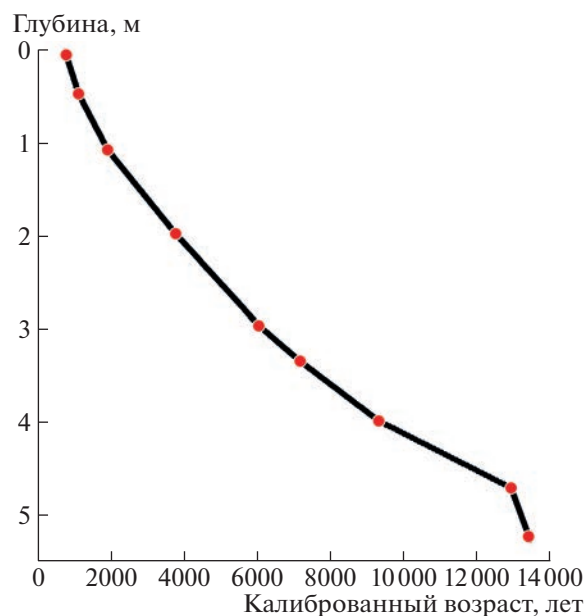
По результатам спорово-пыльцевого анализа в 52 образцах колонки донных отложений идентифицировано 34 пыльцевых (15 древесных, 15 травянистых) и споровых (4) таксона. Доминирующими породами выступали сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*) и береза (*Betula*).

Результаты палинологического анализа представлены в виде процентной диаграммы (рис. 3). Согласно кластерному анализу, спорово-пыльцевая диаграмма была разделена на 4 палинозоны (ПЗ I – ПЗ IV).

Для ПЗ I, 520–435 см; 13400–11200 кал. л. н., характерно значительное преобладание в общем составе спектров пыльцы травянистых растений (30–97%). Доминирует пыльца *Artemisia*, субдоминантой является пыльца *Amaranthaceae*: их максимальное участие в спектрах достигает 82 и 22% соответственно. Из других травянистых растений отмечена пыльца *Brassicaceae* (18%), *Рoсeae* (8%), *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Apiaceae*, а также *Fabaceae*, *Polygonaceae*. Из вод-

ных высших растений присутствует пыльца *Hydrocharitaceae*.

Пыльца бореальных таксонов занимает подчиненное положение. Доминирует пыльца березы (*Betula*) – до 40%. На втором месте по значимости в древесно-кустарниковом комплексе пыльца ивы (*Salix*) – до 20%. Роль пыльцы ели (*Picea*), сосны (*Pinus sylvestris*) и пихты (*Abies*) невелика. В незначительном количестве присутствуют пыльца лиственницы (*Larix*), ольхи (*Alnus*) и пыльца широколиственных пород: лещина (*Corylus*), липа (*Tilia*), вяз (*Ulmus*).



**Рис. 2.** Модель возраст–глубина колонки донных отложений оз. Б. Миассово.

**Fig. 2.** Age-depth model of Lake Bolshoe Miassovo sediment core.

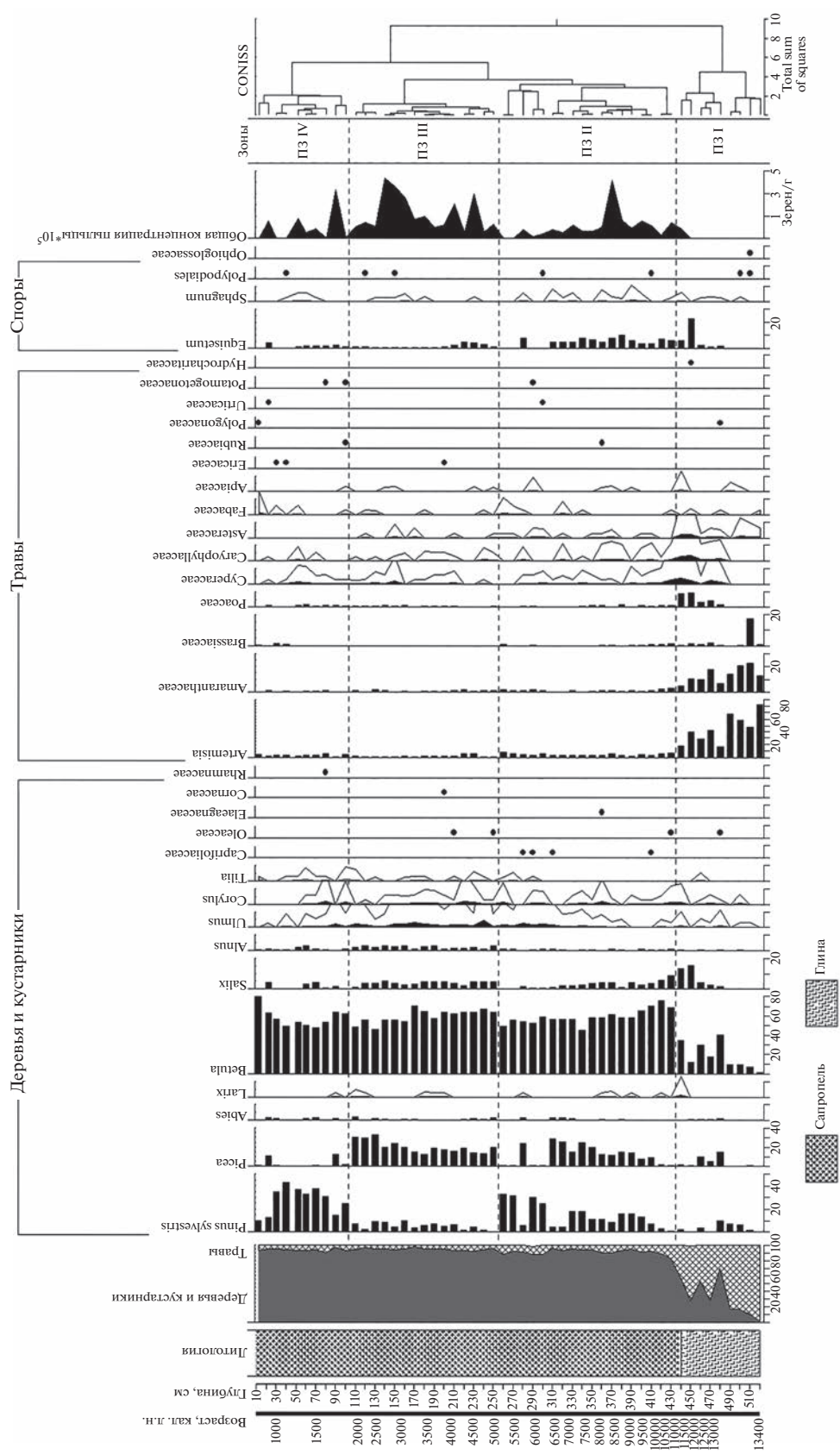


Рис. 3. Палинологическая диаграмма колонки донных отложений оз. Б. Миассово.  
Fig. 3. Palynological diagram of the core of bottom sediments of Lake Bolshe Miassovo.

Споровые растения представлены скудно: обнаружены споры *Sphagnum*, Polypodiales, Ophioglossaceae и *Equisetum*. Наряду с этим в образцах на границе ПЗ I и II установлено наличие большого количества спор хвощей (до 30%).

Концентрация пыльцы на протяжении ПЗ I остается низкой (до  $10^5$  зерен/г), но увеличивается к верхней части зоны. В ПЗ II, 435–255 см; 11 200–5100 кал. л. н., в растительном покрове наблюдается резкая смена доминирующих групп: в отложениях начинает преобладать пыльца древесных пород, снижается вклад пыльцы травянистых таксонов. Среди древесных растений продолжает доминировать пыльца *Betula* (75%). Возрастает содержание пыльцы *Pinus sylvestris* (до 35%) и *Picea* (до 32%). Резко снижается количество пыльцы *Salix*: с 15 до 1%. Представленность в спектрах пыльцы широколиственных пород, пыльцы *Larix* и *Abies* и пыльцы ольхи меняется незначительно. Появляется пыльца Caprifoliaceae.

В спектрах ПЗ II резко снижается содержание пыльцы *Artemisia* (до 5%) и Amaranthaceae (до 1%). Отсутствует пыльца Polygonaceae и Hydrocharitaceae, отмеченные в ПЗ I. Наряду с этим выявлена пыльца представителей следующих травянистых таксонов: Rubiaceae, Urticaceae и Potamogetonaceae из водных растений.

Из спектров ПЗ II исчезают споры Ophioglossaceae. Заметно ниже по сравнению с ПЗ I содержание спор *Equisetum* – до 10%. Присутствие спор *Sphagnum* остается без изменений.

Концентрация пыльцы в этой зоне по сравнению с ПЗ II резко возрастает: до  $4.2 \times 10^5$  зерен/г.

В спектрах ПЗ III, 255–105 см; 5100–1800 кал. л. н., продолжается доминирование древесных таксонов, среди которых по-прежнему преобладает пыльца *Betula* (до 70%). Наблюдается “максимум” пыльцы *Picea*: ее содержание достигает 33%. Количество пыльцы *Pinus sylvestris* резко снижается до 2%. Пропадает из спектров пыльца Caprifoliaceae, но впервые зафиксирована пыльца Ericaceae и Cornaceae.

В ПЗ III содержание пыльцы травянистых растений остается низким (1–5%) – это минимальное количество пыльцы трав в колонке. Доминирующим таксоном по-прежнему является пыльца *Artemisia* (до 6%), субдоминантой выступает пыльца Amaranthaceae (до 5%).

Споровые растения в спектрах представлены по-прежнему спорами *Sphagnum*, Polypodiales и *Equisetum*, чье присутствие несколько ниже, чем в предыдущей зоне.

Концентрация пыльцы колеблется в значительном диапазоне и достигает максимальных значений в колонке  $4.3 \times 10^5$  зерен/г.

ПЗ IV, 105–10 см; 1800–800 кал. л. н., характеризуется доминированием в спектрах пыльцы

древесных таксонов. В средней части палинозоны наблюдается пик пыльцы *Pinus sylvestris* (43%), в верхней части зоны пик пыльцы *Betula* (80%). Наряду с этим сокращается вклад пыльцы *Picea*. Доля пыльцы широколиственных пород снижается к верхней части колонки, исчезая к границе зоны. Впервые выявлена пыльца Rhamnaceae.

В ПЗ IV существенных изменений в содержании пыльцы травянистых растений не наблюдается. Вновь появляются в спектрах пыльца Brassicaceae, Rubiaceae, Polygonaceae, Urticaceae и Potamogetonaceae. Выпадает из спектров пыльца Cornaceae.

Концентрация пыльцы в ПЗ IV по сравнению с предыдущей зоной ниже и варьирует в диапазоне  $0.1–3.0 \times 10^5$  зерен/г.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Колебания содержания пыльцы древесных растений и трав в донных отложениях позволяют сделать вывод о чередовании потеплений-похолоданий климата (Масленникова, 2016). В интервале 13400–12700 кал. л. н. на территории, окружающей оз. Б. Миассово, были распространены перигляциальные лесостепные формации. На открытых ландшафтах преобладали разнотравные сообщества (в основном, полынь и амарантовые), речные долины были заняты березово-сосновыми редколесьями с елью. Отмеченная в отложениях данного отрезка пыльца широколиственных пород (*Ulmus*, *Corylus*, *Tilia* и Oleaceae), скорее всего, является переотложенной из других слоев. Климат в указанный интервал характеризовался как относительно теплый и сухой, что может соответствовать кратковременному потеплению в аллереде. Сокращение доли участия сосны в растительном покрове и смена ели на более холодоустойчивую лиственницу в составе редколесий, а также сокращение роли древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах и вновь развитие степных сообществ в период 12700–11700 кал. л. н. указывают на холодный и сухой климат позднего дриаса. В табл. 3 изображено хронологическое положение границ основных климатических фаз голоцена, выделенных на основе данных палинологического и диатомового анализа донных отложений озер Б. Миассово (Валиева и др., 2023; Нигаматзянова и др., 2023), Уфимское (Средний Урал) и Сырыткуль (Южный Урал) (Maslennikova, Udachin, 2017). Выбор перечисленных водоемов для сравнительного анализа полученных результатов обусловлен общностью территории исследования (Средний и Южный Урал), схожими возрастными границами (~12 тыс. кал. л.) и видами выполненных анализов.

Подобные колебания содержания пыльцы древесных растений и трав вследствие неодно-

**Таблица 3.** Хронологическое положение границ основных климатических фаз голоцена, выделенных на основе данных спорово-пыльцевого и диатомового анализа озерных отложений  
**Table 3.** Chronological positions of the boundaries of main climatic phases of the Holocene, identified on the basis of spore-pollen and diatom analyses of lake sediments

Калиброванный возраст, л.н.	Оз. Уфимское (Maslennikova, Udachin, 2017)	Оз. Сырыткуль (Maslennikova, Udachin, 2017)	Оз. Б. Миассово	
			данные по палинологическому анализу (Нигаматзянова и др., 2023)	данные по диатомовому анализу (Валиева и др., 2023)
0				
1000			малый климат. оптимум	
2000	потепление	потепление	потепление, аридизация	
3000	похолодание	похолодание	похолодание, гумидизация	похолодание
4000				климатический оптимум голоцена
5000	климатический оптимум голоцена	климатический оптимум голоцена	климатический оптимум голоцена	
6000				потепление, гумидизация
7000	потепление, гумидизация	потепление, гумидизация	потепление, гумидизация	
8000				
9000				
10 000	аридизация	аридизация		относительно холодно
11 000	нестабильный климат	нестабильный климат	относительно холодно, влажно	
12 000	тепло, влажно	тепло, влажно	потепление, увлажнение	потепление, увлажнение
13 000			похолодание, аридизация	холодно, сухо
13 400			тепло, сухо	

родных климатических условий обнаружены в интервале ~13 250–11 700 кал. л. н. в донных отложениях оз. Таватуй, Средний Урал (Масленникова и др., 2016). Схожие данные получены (Панова, Антипина, 2017) для восточного склона Среднего Урала: развитие разнотравья и кустарниковых берез в холодные дриасовые периоды разделено доминированием пыльцы сосны в кратковременное потепление аллереда. Господство пыльцы анемофильных трав в отложениях озера Сырыткуль на северо-западе Ильменского заповедника (Южный Урал) указывает на холодную стадию позднего дриаса (Масленникова и др., 2014). По данным изучения колонки донных отложений оз. Увиль-

ды дриасовое похолодание характеризовалось повышением доли пыльцы травянистой растительности, увеличением содержания спор и резким спадом в отложениях содержания древесной пыльцы, отражая холодный период с резко-континентальным климатом (Хомутова, 1995). Переход позднеледниковье — голоцен, который зафиксирован во многих записях Северного полушария, включая Южный Урал (Rasmussen et al., 2005; Maslennikova et al., 2015), отражается в значительных изменениях палиноспектров донных отложений оз. Б. Миассово. С 11 700 кал. л. н. перигляциальные лесостепи сменяются березовыми лесами и произрастающими в низинах ивовыми

ми зарослями. Выявленные существенные перемены в растительном покрове водосборного бассейна оз. Б. Миассово указывают на потепление и увлажнение климата в начале голоцена. Сходные изменения зафиксированы в работе Bjune et al. (2022) по спорово-пыльцевым данным донных отложений озера Большое Щучье (Поярный Урал), когда в начале голоцена (начиная с 11900 кал. л. н.) резко возросло количество пыльцы *Betula*, а пыльцы трав *Artemisia* и *Suregada* заметно сократилось. По мнению Н.К. Пановой и Т.Г. Антипиной, причиной появления и распространения лиственницы, а позже ели и березы для Среднего Урала, стало потепление в пребореальном периоде (Panova, Antipina, 2016). А.В. Масленникова и соавт. (2014, 2016, 2018) отмечают значительные изменения растительного покрова территории вокруг озер Уфимское, Турго-як, Сырыткуль и Таватуй Среднего и Южного Урала, а именно распространение сосновых и березовых лесов и сокращение анемофильных трав (*Artemisia*, *Roacea*, *Chenopodiaceae*), вызванные потеплением в начале голоцена.

Господство березовых лесов на водосборе озера в интервале 11300–10300 кал. л. н. соответствует, вероятно, второй половине пребореала и началу бореала. Подобное доминирование березы для Среднего Урала по данным оз. Уфимское отмечено до 10500 кал. л. н.; для оз. Сырыткуль преобладание берез продолжилось до 9900 кал. л. н. (Масленникова и др., 2014) и вызвано, вероятно, незначительными похолоданиями.

Распространение сосны и ели в 10300–8300 кал. л. н. указывает на потепление климатических условий во второй половине пребореального – бореальном периоде. На смену березовым лесам пришли березово-сосново-еловые леса. Подобные изменения в составе растительного покрова близ Горбуновского торфяного болота (Средний Урал) с доминированием сосновых и березово-сосновых лесов с присутствием ели описывается в работе Lapteva et al. (2020). В интервале 9400–9100 кал. л. н. (405–390 см) снизилось присутствие спор *Equisetum*, что могло быть связано со снижением влажности климата. Подобные короткие эпизоды сухих и теплых условий в Среднем Урале описывают Н.К. Панова и Т.Г. Антипина (Panova, Antipina, 2016) по данным комплексного исследования осадков Шигирского и Горбуновского торфяника, а также А.В. Масленникова и соавт. на основе изучения донных отложений оз. Таватуй (Масленникова и др., 2016).

С 8400 кал. л. н. в древостое увеличивается доля широколиственных пород и ели. Несмотря на то что процентное содержание сосны, ели и березы остается без значительных изменений, концентрация данных таксонов существенно увеличивается. Подобные перемены в растительном

покрове, скорее всего, объясняются высокой теплообеспеченностью атлантического периода (Величко и др., 2009). Максимальный расцвет широколиственных пород отмечен в конце атлантического – начале суббореального периода в интервале 6000–4500 кал. л. н. (климатический оптимум голоцена). Аналогичные условия для данного региона были отмечены на основе изучения палинологических и диатомовых данных в донных отложениях озер Сырыткуль, Уфимское (Maslennikova, Udachin, 2017) и Б. Миассово (Валиева и др., 2023) (табл. 3). Резкое снижение присутствия ели и хвой (6400–5000 кал. л. н.), исключая кратковременный перерыв (280 см; 5700 кал. л. н.), произошло из-за аридизации климата. С 5000 кал. л. н. климат вновь стал влажным. Подобные смены фаз растительности из-за засушливых интервалов климата на Среднем Урале отмечены в работах: Panova, Antipina, 2014; 2016; Масленникова и др., 2016.

Некоторое похолодание климата отмечено в диапазоне 4500–2000 кал. л. н. (230–110 см), что, предположительно, соответствует суббореалу и началу субатлантика. На водосборе озера произрастал березовый лес с елью и широколиственными породами. Аналогичные условия для Южного и Среднего Урала на основе изучения донных отложений озер отмечаются в работах А.В. Масленниковой и Л.С. Шумиловских и соавт. (Масленникова и др. 2012; 2014; Maslennikova et al., 2016; Shumilovskikh et al., 2020). Возрастание количества пыльцы ели в интервале 2400–2000 кал. л. н. (130–110 см), скорее всего, было связано с увеличением увлажненности климата и похолоданием. Подобные изменения прослеживаются в отложениях оз. Таватуй, Средний Урал (Масленникова и др., 2016).

Увеличение доли участия сосны в растительном покрове и сокращение роли ели указывают на некоторую аридизацию и потепление климата в субатлантическом периоде в интервале 1800–1000 кал. л. н. (табл. 3). Подобные изменения в древостое зафиксированы в Верхнем Прикамье (Lapteva et al., 2017). Для верхней части колонки отложений (1000–800 кал. л. н.) отмечено увеличение содержания березы и ивы, что могло быть вызвано сложившимися благоприятными условиями средневекового климатического оптимума (Demezhko, Golovanova, 2007; Масленникова и др., 2014). С 1800 кал. л. растительный покров вокруг озера Б. Миассово напоминал по составу современный: на территории преобладали сосново-березовые леса с примесью темнохвойных и широколиственных пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений оз. Б. Миассово реконструирована

ны растительный покров территории, прилегавший к озеру, и динамика климатических изменений за последние 13400 лет. Климатическая обстановка изученной территории в конце плейстоцена и в голоцене неоднократно менялась; палинологическая запись осадков хорошо отражает изменения окружающей среды. Наиболее четко в донных отложениях озера прослеживается переход позднеледниковье — голоцен (11700–11500 кал. л. н.), когда степная травянистая растительность сменялась светлыми березовыми лесами. В интервале 8400–6000 кал. л. н. наблюдалось распространение широколиственных пород и ели. Максимальный пик развития широколиственных пород на территории вокруг оз. Б. Миассово, вызванный климатическим оптимумом голоцена, пришелся на интервал 6000–4500 кал. л. н. Постепенное снижение роли широколиственных пород в древостое было следствием, скорее всего, суббореального похолодания. Увеличение площади сосновых лесов, вероятно, вызвано аридизацией и потеплением климата в субатлантический период. С 1800 кал. л. н. преобладали сосново-березовые леса с примесью темнохвойных и широколиственных пород. Растительный покров вокруг оз. Б. Миассово напоминал по составу современный.

Полученные данные об изменениях растительного покрова под воздействием климатических флуктуаций предоставляют более детальную и полную информацию о развитии окружающей среды Южного Урала в конце плейстоцена — голоцене, дополняют ряд ранее полученных палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций для данного региона, а также позволяют выявить основные тренды изменений окружающей среды, что дает возможность использовать данные в реконструкциях при построении прогнозов развития климата.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Палинологический анализ был поддержан грантом Российского научного фонда (№ 22-47-08001). Статистический анализ проведен в рамках Программы стратегического академического лидерства Казанского федерального университета (Приоритеты-2030).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева М.А., Вейсберг Е.И., Гаврилкина С.В. и др. (2000). Экология озера Большое Миассово. Миасс: ИГЗ УрО РАН. 318 с.
- Борисов А.С. (2004). Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Казань: КГУ. 45 с.
- Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В. и др. (2023). Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 195–206. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>; <https://elibrary.ru/YCGMKY>
- Вейсберг Е.И. (2014). Разнообразие водной растительности системы озер Большое Миассово — Малое Миассово (Южный Урал) // Turczaninowia. Т. 17. № 4. С. 84–96. <https://doi.org/10.14258/turczaninowia.17.4.15>
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии / Под ред. К.К. Маркова. М.: Географгиз. 224 с.
- Ивченко Т.Г. (2013). Растительность болот Ильменского государственного заповедника (Южный Урал) // Растительность России. № 22. С. 38–62.
- Кац Н.Я., Кац С.В. (1978). О сменах растительности на восточных предгорьях Южного Урала в послеледниковое время // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отдел биологический. Т. 83. Вып. 3. С. 89–97.
- Коротеева Е.В., Вейсберг Е.И., Куянцева Н.Б. (2005). Ильменский государственный заповедник — станция регионального фитомониторинга // Изв. ЧНЦ УрО РАН. Вып. 2 (28). С. 119–123.
- Куликов П.В. (2005). Конспект флоры Челябинской области (сосудистые растения). Екатеринбург—Миасс: Геотур. 538 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972). Пыльца и споры растений флоры СССР. Т. 1. Л.: Наука. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978). Пыльца и споры растений флоры СССР. Т. 2. Л.: Наука. 184 с.
- Масленникова А.В., Дерягин В.В., Удачин В.Н. (2012). Реконструкция условий голоценовой озерной седиментации на восточном склоне Южного Урала // Литосфера. № 2. С. 21–32.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014). Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. и др. (2018). Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене // Литосфера. Т. 18. № 6. С. 914–927. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Пирогов Д.В. и др. (2016). Реконструкция обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковье и голоцене Среднего Урала // Литосфера. № 6. С. 166–176.
- Мухин В.А., Вейсберг Е.И., Куянцева Н.Б. и др. (2013). Роль водных макрофитов в круговороте органического вещества в предгорном озере Большое Миассово (Южный Урал) // Изв. ЧНЦ РАН. Т. 15. № 3 (2). С. 758–761.
- Назарова Л.Б., Фролова Л.А., Косарева Л.Р. и др. (2014). Магнито-минералогические и биологические показатели донных отложений оз. Большой Харбей // Журн. Сиб. Федер. ун-та. Биология. Т. 7. № 4. С. 372–394.

- Немкова В.К. (1992). Флора и растительность Предуралья в плиоцене, плейстоцене и голоцене // Флора и фауна кайнозоя Предуралья и некоторые аспекты магнитостратиграфии. Уфа: БНЦ УрО РАН. С. 11–32.
- Нигматуллин Н.М., Нигаматзянова Г.Р., Валиева Э.А. и др. (2021). Рецентные Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) в тафоценозах озер дельты реки Печоры // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 163. Кн. 3. С. 527–537.  
<https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.527-537>
- Нигаматзянова Г.Р., Нигматуллин Н.М., Валиева Э.А. и др. (2022). Реконструкция растительного покрова и климатических изменений позднеледниковья и голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // GREG 2022: Междунар. науч.-иссл. конф. “Эмиссия парниковых газов сегодня и в геологическом прошлом: источники, влияние на климат и окружающую среду”. Казань: КФУ. С. 33.
- Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др. (2023). Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 179–194.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>;  
<https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нургалиев Д.К. (2019). Предварительные результаты спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово (Челябинская область) // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Ч. 1. Казань: Изд-во АН РТ. С. 129–132.
- Новенко Е.Ю. (2020). Ландшафтно-климатические изменения в лесной зоне центральной и восточной Европы в голоцене: ретроспективный анализ и сценарии эволюции природной среды // Экосистема: экология и динамика. Т. 4. № 4. С. 57–80.
- Палагушкина О.В., Назарова Л.Б., Фролова Л.А. (2014). Диатомовые водоросли из голоценовых осадков озера Большой Харбей (Большеземельская тундра, Россия) // Журн. Сиб. Федер. ун-та. Биология. Т. 7. № 4. С. 395–410.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внутропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. (2009) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 120 с.
- Панова Н.К., Антипина Т.Г. (2017). Голоценовая история лесов на восточном склоне Среднего Урала // Леса России и хозяйство в них. № 3 (62). С. 53–64.
- Панова Н.К. (2018). Трансформация растительных сообществ таежной зоны Урала в голоцене // Мат-лы IV междунар. науч. конф. “Экология и география растений и растительных сообществ”. Екатеринбург: Гуманитарный институт Уральского ун-та. С. 648–652.
- Пыльцевой анализ. (1950) / Под ред. К.К. Маркова. М.: Гос. изд-во геолит. 571 с.
- Рогозин А.Г. (2014). Экологические проблемы Кисегач-Миассовской озерной системы (Южный Урал) // Экологическая оценка и картографирование. № 5. С. 20–24.
- Сладков А.Н. (1967). Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука. 271 с.
- Хомутова В.И., Андреева М.А., Давыдова Н.Н. и др. (1995). Южный Урал. Озеро Увильды // История озер Севера Азии (Серия: История озер). СПб.: Наука. С. 22–40.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности климата // К X Конгрессу INQUA (Великобритания). М.: Наука. 198 с.
- Хотинский Н.А., Немкова В.К., Сурова Т.Г. (1982). Главные этапы развития растительности и климата Урала в голоцене // Археологические исследования севера Евразии. Свердловск: УрГ. С. 147–148.
- Bjune A.E., Greve A.I., Brendryen J. et al. (2022). Rapid climate changes during the Lateglacial and the early Holocene as seen from plant community dynamics in the Polar Urals, Russia // Journal of Quaternary Science. Vol. 37. Iss. 5. P. 805–817.  
<https://doi.org/10.1002/jqs.3352>
- Demezhko D.Yu., Golovanova I.V. (2007). Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data // Clim. Past. Vol. 3. P. 237–242.  
<https://doi.org/10.5194/cp-3-237-2007>
- Frolova L.A. (2016). Subfossil Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) in climatic and palaeoenvironmental investigations in Eastern Siberia (Russia) // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016. Book 4. Vol. 2. P. 601–606.  
<https://doi.org/10.5593/SGEM2016/B42/S19.077>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M. et al. (2017). Reconstruction of the history of a thermokarst lake in the Mid-Holocene based on an analysis of subfossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia) // Contemporary Problems of Ecology. Vol. 10. No. 4. P. 423–430.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425517040023>
- Frolova L.A., Frolova A.A. (2017). Implication of ephippium analysis (Cladocera, Branchiopoda, Crustacea) for reconstruction of past environmental changes in Central Yakutia, Russia // 17th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2017. Vol. 17. Iss. 41. P. 481–486.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2017/41/S19.061>
- Grimm E. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the methods of incremental sum of squares // Comput. Geosci. Vol. 13. P. 13–15.
- Grimm E. (1991). Tilia TILIA and TILIAGRAPH. Springfield: Illinois State Museum. 56 p.
- Krivonogov S.K., Zhdanova A.N., Solotchik P.A. et al. (2023). The Holocene environmental changes revealed from the sediments of the Yarkov sub-basin of Lake Chany, south-western Siberia // Geosci. Front. Vol. 14. Iss. 2. No. 1015182023.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101518>
- Lapteva E.G., Korona O.M. (2012). Holocene vegetation changes and anthropogenic influence in the forest-

- steppe zone of the Southern Trans-Urals based on pollen and plant macrofossil records from the Sukharysh cave // *Vegetation History and Archaeobotany*. Vol. 21. P. 321–336.  
<https://doi.org/10.1007/s00334-011-0333-z>
- Lapteva E.G., Korona O.M., Zhilin M.G. (2020). The Early Holocene vegetation changes in the vicinity of the Gorbunovo peat bog in the Middle Urals (Russia) // *The 5th International Conference “Ecosystem dynamics in the Holocene”*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. Vol. 438. No. 012013.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012013>
- Lapteva E.G., Zaretskaya N.E., Kosintsev P.A. et al. (2017). First Data on the Middle to Late Holocene Dynamics of Vegetation in the Upper Kama Region // *Russ. J. Ecol.* Vol. 48. No. 4. P. 326–334.  
<https://doi.org/10.1134/S1067413617040099>
- Maslennikova A. (2022). Holocene environments in the Middle Urals: Palaeolimnological proxies from the Lake Tavatui (Russia) // *Quat. Int.* Vol. 622. P. 51–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.033>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N. (2017). Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies // *The Holocene*. Vol. 27. Iss. 6. P. 847–859.  
<https://doi.org/10.1177/0959683616675942>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016). Late-glacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediment // *Quat. Int.* Vol. 420. Iss. 28. P. 65–75.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Nazarova L.B., Frolova L.A., Palagushkina O.V. et al. (2021). Recent shift in biological communities: A case study from the Eastern European Russian Arctic (Bol'shezemelskaya Tundra) // *Pol. Biol.* Vol. 44. Iss. 6. P. 1107–1125.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-021-02876-7>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2020). Vegetation and climate changes in the northeast European Russia (Nenets Autonomous Okrug, Russia) // *20th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2020*. Vol. 20. Iss. 4.1. P. 547–552.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.068>
- Nigmatzyanova G., Frolova L., Nurgaliev D. (2019). Preliminary results of palynological investigation of bottom sediments from lake Big Miassovo (Chelyabinsk Oblast, Russia) // *19th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2019*. Vol. 19. Iss. 5.1. P. 567–572.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2019/5.1>
- Nigmatzyanova G.R., Nigmatullin N.M., Tumanov O.N. et al. (2020). Pollen data from bottom sediments of a tundra lake in the Yerkuta River basin on the Yamal Peninsula // *Data Brief*. Vol. 44. 108539.  
<https://doi.org/10.1016/j.dib.2022.108539>
- Nurgaliev D., Kuzina D., Krylov P. et al. (2019). Climate changes over the last 13500 years based on lake sediments studies (Lake Bolshoe Miassovo, South Ural, Russia) // *19th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2019*. Vol. 19. Iss. 4.1. P. 925–930.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2019/4.1/S19.117>
- Panova N.K., Antipina T.G. (2014). Late glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural Mountains, Russia // *The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records: International conference INQUA-SEQS*. P. 110–112.
- Panova N.K., Antipina T.G. (2016). Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural Mountains, Russia // *Quat. Int.* Vol. 420. P. 76–89.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2005). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // *J. Geophys. Res.* Vol. III. D06102.  
<https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Reille M. (1992). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS. 520 p.
- Reille M. (1995). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS. 520 p.
- Reille M. (1998). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 2. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS. 530 p.
- Rogozin A.G., Gavrilkina S.V. (2015). Long-term Variations of the Thermal Regime of Lake Bol'shoe Miassovo (South Urals) as a Result of the Climate Warming // *Russian Meteorology and Hydrology*. Vol. 40. No. 8. P. 561–564.  
<https://doi.org/10.3103/S1068373915080099>
- Shumilovskikh L.S., Schmidt M., Pereskokov M. et al. (2020). Postglacial history of East Europeanboreal forests in the mid-Kama region, pre-Urals, Russia // *Boreas*. Vol. 49. P. 526–543.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12436>
- Snitko L.V., Snitko V.P. (2014). Phytoplankton as an Indicator in Assessing Long-Term Variations in Water Quality of Lakes Bolshoye Miassovo and Turgoyak, the South Urals // *Water Resour.* Vol. 41. Iss. 2. P. 210–217.  
<https://doi.org/10.1134/S0097807814020146>
- Stockmarr J. (1972). Determination of spore concentration with in electronic particle counter. *Geological*. P. 87–89.
- Valieva E., Frolova L., Nigmatzyanova G. et al. (2020). Diatoms in bottom sediments of the arctic lake in the Pechora River delta (Nenets Autonomous Okrug, Russia) // *4th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2004*. Vol. 4. Iss. 1. P. 391–398.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.049>

# VEGETATION AND CLIMATE CHANGES IN THE SOUTHERN URALS IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE DERIVED FROM POLLEN RECORD OF LAKE BOLSHOE MIASSOVO<sup>1</sup>

G. R. Nigamatzyanova<sup>a, #</sup>, L. A. Frolova<sup>a</sup>, N. M. Nigmatullin<sup>a</sup>, A. R. Yusupova<sup>a</sup>, and D. K. Nurgaliev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Kazan Federal University, Kazan, Russia

<sup>#</sup>E-mail: GuRNigamatzyanova@kpfu.ru

A spore-pollen analysis of a 526 cm sediment core retrieved from Lake Bolshoe Miassovo, Southern Urals, was carried out. The obtained data made it possible to reconstruct the vegetation cover in the lake's catchment area and the climatic situation of the region for 13400 cal yr BP, which significantly expands and complements the paleogeographic chronicle of the Southern Urals. It was found that in the range of 13400–12700 cal yr BP in the conditions of a relatively warm and dry climate of Allerød, periglacial forest-steppe formations were widespread in the studied region. Steppe herb communities and birch-pine sparse woodlands with spruce grew on open landscapes. The pine degradation and replacement of spruce with more cold-resistant larch was most likely caused by a cooling in the period of 12700–11700 cal yr BP, which corresponds to the Younger Dryas. The periglacial forest-steppe formations are replaced by birch forests since 11700 cal yr BP. The significant changes in the vegetation cover of the lake's catchment area indicate warming and humidification of the climate at the beginning of the Holocene. The dominance of birch forests in the interval of 11300–10300 cal yr BP, probably, corresponds to the second half of the Pre-Boreal period. The distribution of pine and spruce in the range of 10300–8300 cal yr BP indicates a warming of climatic conditions in the Boreal period. Since 8400 cal yr BP the proportion of broad-leaved species in the tree stand increases. The broad-leaved species cover reached its peak between 6000–4500 cal yr BP at the end of the Atlantic - the beginning of the Sub-Boreal period (Holocene climatic optimum). Some cooling of the climate was observed in the range of 4500–2000 cal yr BP, which presumably corresponds to the Sub-Boreal and the beginning of the Sub-Atlantic period. The birch forest with spruce and broad-leaved species grew in the lake's catchment area. Some aridization and warming of the climate in the Sub-Atlantic period in the range of 1800–1000 cal. yr BP led to an increase in the role of pine and a reduction of spruce in the area around the lake. Since 1800 cal yr BP the vegetation of the territory adjacent to Lake Bolshoe Miassovo was similar to the modern one: pine-birch forests with an admixture of dark coniferous and broad-leaved species prevailed on the territory.

**Keywords:** spore-pollen analysis, Holocene, climate reconstruction, paleoecology, Lake Bolshoe Miassovo

## ACKNOWLEDGMENTS

The palynological analysis was supported by the grant No. 22-47-08001 from the Russian Science Foundation. The statistical analysis was carried out within the framework of the Strategic Academic Leadership Program of Kazan Federal University (Priorities-2030).

## REFERENCES

- Andreeva M.A., Veisberg E.I., Gavrilkina S.V. et al. (2000). *Ekologiya ozera Bol'shoe Miassovo* (Ecology of Lake Bolshoe Miassovo). Miass: IGZ UrO RAN (Publ.). 318 p. (in Russ.)
- Bjune A.E., Greve A.I., Brendryen J. et al. (2022). Rapid climate changes during the Lateglacial and the early Holocene as seen from plant community dynamics in the Polar Urals, Russia. *Journal of Quaternary Science*. Vol. 37. Iss. 5. P. 805–817. <https://doi.org/10.1002/jqs.3352>
- Borisov A.S. (2004). Sistema tekhnologicheskogo obespeche-niya paleomagnitnykh issledovaniy otlozhenii sovremennykh ozer (The system of technological support for paleomagnetic studies of sediments of modern lakes). PhD thesis. Kazan: KGU (Publ.). 45 p. (in Russ.)
- Demezhko D.Yu., Golovanova I.V. (2007). Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data. *Clim. Past*. Vol. 3. P. 237–242. <https://doi.org/10.5194/cp-3-237-2007>
- Frolova L.A. (2016). Subfossil Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) in climatic and palaeoenvironmental investigations in Eastern Siberia (Russia). *16th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2016*. Book 4. Vol. 2. P. 601–606. <https://doi.org/10.5593/SGEM2016/B42/S19.077>
- Frolova L.A., Frolova A.A. (2017). Implication of ephippium analysis (Cladocera, Branchiopoda, Crustacea) for reconstruction of past environmental changes in Central Yakutia, Russia. *17th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2017*. Vol. 17. Iss. 41. P. 481–486. <https://doi.org/10.5593/sgem2017/41/S19.061>
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M. et al. (2017). Reconstruction of the history of a thermokarst lake in the Mid-Holocene based on an analysis of subfossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia). *Contemporary Prob-*

<sup>1</sup> For citation: Nigamatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2023). Vegetation and climate changes in the Southern Urals in the Late Glacial and Holocene derived from pollen record of Lake Bolshoe Miassovo. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 179–194. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>; <https://elibrary.ru/GPLFNE>

- lems of Ecology*. Vol. 10. No. 4. P. 423–430.  
<https://doi.org/10.1134/S1995425517040023>
- 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. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the methods of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* Vol. 13. P. 13–15.
- Grimm E. (1991). Tilia TILIA and TILIAGRAPH. Springfield: Illinois State Museum. 56 p.
- Ivchenko T.G. (2013). Mire vegetation of the Il'menski State Nature Reserve, the Southern Urals. *Rastitel'nost' Rossii*. No. 22. P. 38–62. (in Russ.)
- Kats N.Ya., Kats S.V. (1978). About vegetation changes in the eastern foothills of the Southern Urals in the post-glacial period. *Bull. Soc. Imp. Nat. N.s. Mosc. Biol. Iss.* 83. Vol. 3. P. 89–97. (in Russ.)
- Khomutova V.I., Andreeva M.A., Davydova N.N. et al. (1995). Southern Urals. Lake Uvildy. Istoriya ozer Severa Azii (Seriya: Istoriya ozer) (History of the Lakes of the North of Asia (Series: History of Lakes)). Saint Petersburg: Nauka (Publ.). P. 22–40. (in Russ.)
- Khotinskii N.A. (1977). Golotsen Severnoi Evrazii. Opyt transkontinental'noi korrelyatsii etapov razvitiya rastitel'nosti klimata. K X Kongressu INQUA (Velikobritaniya) (Holocene of Northern Eurasia. Experience of transcontinental correlation of stages of vegetation climate development. To the X Congress of INQUA (Great Britain)). Moscow: Nauka (Publ.). 198 p. (in Russ.)
- Khotinskii N.A., Nemkova V.K., Surova T.G. (1982). The main stages of the development of vegetation and climate of the Urals in the Holocene. *Arkheologicheskie issledovaniya severa Evrazii*. Sverdlovsk: UrGU (Publ.). P. 147–148. (in Russ.)
- Koroteeva E.V., Veisberg E.I., Kuyantseva N.B. (2005). Ilmen state nature reserve – regional phytomonitoring station. *Izvestiya ChNC UrO RAN*. 2005. Vol. 2. No. 28. P. 119–123. (in Russ.)
- Krivanogov S.K., Zhdanova A.N., Solotchin P.A. et al. (2023). The Holocene environmental changes revealed from the sediments of the Yarkov sub-basin of Lake Chany, south-western Siberia. *Geosci. Front.* Vol. 14. Iss. 2. No. 1015182023.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101518>
- Kulikov P.V. (2005). Konspekt flory Chelyabinskoi oblasti (sosudisty rasteniya) (Abstract of the flora of the Chelyabinsk region (vascular plants)). Ekaterinburg–Miass: Geotur (Publ.). 538 p. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1972). Pyl'tsa i spory rastenii flory SSSR. T. 1. (Pollen and spores of plants of the flora of the USSR. Iss. 1.) Leningrad: Nauka (Publ.). 171 p. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1978). Pyl'tsa i spory rastenii flory SSSR. T. 2. (Pollen and spores of plants of the flora of the USSR. Iss. 2.) Leningrad: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- Lapteva E.G., Korona O.M. (2012). Holocene vegetation changes and anthropogenic influence in the forest-steppe zone of the Southern Trans-Urals based on pollen and plant macrofossil records from the Sukharysh cave. *Vegetation History and Archaeobotany*. Vol. 21. P. 321–336.  
<https://doi.org/10.1007/s00334-011-0333-z>
- Lapteva E.G., Korona O.M., Zhilin M.G. (2020). The Early Holocene vegetation changes in the vicinity of the Gorbunovo peat bog in the Middle Urals (Russia). *The 5th Int. Conf. "Ecosystem dynamics in the Holocene". IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. Vol. 438. No. 012013.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012013>
- Lapteva E.G., Zaretskaya N.E., Kosintsev P.A. et al. (2017). First Data on the Middle to Late Holocene Dynamics of Vegetation in the Upper Kama Region. *Russ. J. Ecol.* Vol. 48. No. 4. P. 326–334.  
<https://doi.org/10.1134/S1067413617040099>
- Markov K.K. (Ed.). (1950). Pyl'tsevoi analiz (Pollen analysis). Moscow: Gos. geol. (Publ.). 571 p. (in Russ.)
- Maslennikova A. (2022). Holocene environments in the Middle Urals: Palaeolimnological proxies from the Lake Tavatui (Russia). *Quat. Int.* Vol. 622. P. 51–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.033>
- Maslennikova A.V., Deryagin V.V., Udachin V.N. (2012). Reconstruction of Holocene lake sedimentation conditions of Southern Urals east slope. *Litosfera*. No. 2. P. 21–32. (in Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N. (2017). Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies. *The Holocene*. Vol. 27. Iss. 6. P. 847–859.  
<https://doi.org/10.1177/0959683616675942>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016). Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediment. *Quat. Int.* Vol. 420. Iss. 28. P. 65–75.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014). Paleoeкологиya i geokhimiya ozernoi sedimentatsii golotsena Urala (Paleoecology and geochemistry of lake sedimentation of the Ural Holocene). Ekaterinburg: RIO UrO RAN (Publ.), 2014. 136 p. (in Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. et al. (2018). Reconstruction of Turgoyak lake (the Southern Urals) ecosystem changes in Holocene. *Litosfera*. Iss. 18. No. 6. P. 914–927. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Pirogov D.V. et al. (2016). Paleolimnological reconstruction of Late Glacial and Holocene environments of Middle Urals. *Litosfera*. No. 6. P. 166–176. (in Russ.)
- Mukhin V.A., Veisberg E.I., Kuyantseva N.B. et al. (2013). The role of aquatic macrophytes in organic substance circulation in the foothill lake Big Miassovo (South Ural). *Izvestiya SNC RAN*. Iss. 15. No. 3 (2). P. 758–761. (in Russ.)
- Nazarova L.B., Frolova L.A., Palagushkina O.V. et al. (2021). Recent shift in biological communities: A case study from the Eastern European Russian Arctic (Bol'shezemel'skaya Tundra). *Pol. Biol.* Vol. 44. Iss. 6.

- P. 1107–1125.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-021-02876-7>
- Nazarova L.B., Frolova L.B., Kosareva L.R. et al. (2014). Magneto-Mineralogical and Biological Properties of Sediments of the Lake Bolshoy Kharbey. *J. SFU. Biology*. Iss. 7. No. 4. P. 372–394. (in Russ.)
- Nemkova V.K. (1992). Flora and vegetation of the Urals in the Pliocene, Pleistocene and Holocene. *Flora i fauna kainozoya Predural'ya i nekotorye aspekty magnitostratigrafii*. Ufa: BNC UrO RAN (Publ.). P. 11–32. (in Russ.)
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2020). Vegetation and climate changes in the northeast European Russia (Nenets Autonomous Okrug, Russia). *20th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2020*. Vol. 20. Iss. 4.1. P. 547–552.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.068>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2023). Vegetation and climate changes in the Southern Urals in the Late Glacial and Holocene derived from pollen record of Lake Bolshoe Miassovo. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 179–194. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>;  
<https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Nigmatzyanova G., Frolova L., Nurgaliev D. (2019). Preliminary results of palynological investigation of bottom sediments from lake Big Miassovo (Chelyabinsk Oblast, Russia). *19th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2019*. Vol. 19. Iss. 5.1. P. 567–572.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2019/5.1>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Nurgaliev D.K. (2019). Preliminary results of spore-pollen analysis of the core of bottom sediments of the lake Bol'shoe Miassovo (Chelyabinsk region). *Ozera Evrazii: problemy i puti ikh resheniya. Ch. 1*. Kazan': Izdatel'stvo Akademii nauk RT (Publ.). Vol. 1. P. 129–132. (in Russ.)
- Nigmatzyanova G.R., Nigmatullin N.M., Tumanov O.N. et al. (2020). Pollen data from bottom sediments of a tundra lake in the Yerkuta River basin on the Yamal Peninsula. *Data Brief*. Vol. 44. 108539.  
<https://doi.org/10.1016/j.dib.2022.108539>
- Nigmatzyanova G.R., Nigmatullin N.M., Valieva E.A. et al. (2022). Reconstruction of vegetation cover and climatic changes of the Late Glacial and Holocene of the Southern Urals based on spore-pollen analysis of bottom sediments of Lake Bolshoe Miassovo. *GREG 2022: Mezhdunar. nauch.-issl. konf. "Emissiya parnikovyykh gazov segodnya i v geologicheskoy proshlom: istochniki, vliyaniye na klimat i okruzhayushchuyu sredu"*. Kazan: KFU (Publ.). P. 33. (in Russ.)
- Nigmatullin N.M., Nigmatzyanova G.R., Valieva E.A. et al. (2021). Recent Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) in the taphocenoses of lakes of the Pechora River delta (Russia). *Uch. Zap. Kazan. Un-ta. Ser. Estestv. Nauki*. Vol. 3. Iss. 163. P. 527–537.  
<https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.527-537> (in Russ.)
- Novenko E.Yu. (2020). Landscape and climatic changes in the forest zone of Central and Eastern Europe in the Holocene: a retrospective analysis and scenarios of the evolution of the natural environment. *Ekosistema: ekologiya i dinamika*. Iss. 4. No. 4. P. 57–80. (in Russ.)
- Nurgaliev D., Kuzina D., Krylov P. et al. (2019). Climate changes over the last 13500 years based on lake sediments studies (Lake Bolshoe Miassovo, South Ural, Russia). *19th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2019*. Vol. 19. Iss. 4.1. P. 925–930.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2019/4.1/S19.117>
- Palagushkina O.V., Nazarova L.B., Frolova L.A. (2014). Diatoms of Holocene Sediments of Lake Bolshoy Kharbei (Bolshezemelskaya Tundra, Russia). *J. SF. Biology*. Iss. 7. No. 4. Iss. 7. P. 395–410. (in Russ.)
- Panova N.K. (2018). Transformation of vegetation communities in the taiga zone of the Urals during the Holocene. *Mat-ly IV mezhdunar. nauch. konf. "Ekologiya i geografiya rastenii i rastitel'nykh soobshchestv"*. Ekaterinburg: UUGI (Publ.). P. 648–652. (in Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2014). Late glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural Mountains, Russia. *The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records: Int. Conf. INQUA-SEQS*. P. 110–112.
- Panova N.K., Antipina T.G. (2016). Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural Mountains, Russia. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 76–89. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
- Panova N.K., Antipina T.G. (2017). Holocene history of forests on the eastern slope of the Middle Urals. *Lesa Rossii i khozyaistvo v nikh*. Iss.3. No. 62. P. 53–64. (in Russ.)
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2005). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* Vol. III. D06102. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>.
- Reille M. (1992). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS (Publ.). 520 p.
- Reille M. (1995). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS (Publ.). 520 p.
- Reille M. (1998). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 2. Laboratoire de botanique historique et palynologie. Marseille: URA CNRS (Publ.). 530 p.
- Rogozin A.G. (2014). The ecological problems in the Kise-gatch-Miassovo lake system (the Southern Urals, Russia). *Ekologicheskaya otsenka i kartografirovaniye*. No. 5. P. 20–24. (in Russ.)
- Rogozin A.G., Gavrilkina S.V. (2015). Long-term Variations of the Thermal Regime of Lake Bol'shoe Miassovo (South Urals) as a Result of the Climate Warming. *Russian Meteorology and Hydrology*. Vol. 40. No. 8. P. 561–564.  
<https://doi.org/10.3103/S1068373915080099>
- Shumilovskikh L.S., Schmidt M., Pereskokov M. et al. (2020). Postglacial history of East Europeanboreal forests in the mid-Kama region, pre-Urals, Russia. *Boreas*. Vol. 49. P. 526–543.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12436>
- Sladkov A.N. (1967). Vvedenie v sporovo-pyl'tsevoi analiz (Introduction to spore-pollen analysis). Moscow: Nauka (Publ.). 271 c. (in Russ.)

- Snitko L.V., Snitko V.P. (2014). Phytoplankton as an Indicator in Assessing Long-Term Variations in Water Quality of Lakes Bolshoye Miassovo and Turgoyak, the South Urals. *Water Resour.* Vol. 41. Iss. 2. P. 210–217. <https://doi.org/10.1134/S0097807814020146>
- Stockmarr J. (1972). Determination of spore concentration with in electronic particle counter. *Geological.* P. 87–89.
- Valieva E., Frolova L., Nigamatzyanova G. et al. (2020). Diatoms in bottom sediments of the arctic lake in the Pechora River delta (Nenets Autonomous Okrug, Russia). *4th Int. Multidiscip. Sci. GeoConf. SGEM 2004.* Vol. 4. Iss. 1. P. 391–398. <https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.049>
- Valieva E.A., Frolova L.A., Palagushkina O.V. et al. (2023). Late Glacial and Holocene history of Lake Bolshoe Miassovo (Southern Urals) based on diatom analysis of bottom sediments. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* Vol. 54. No. 4. P. 195–206. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>; <https://elibrary.ru/YCGMKY>
- Veisberg E.I. (2014). Water vegetation diversity of Big Miassovo – Small Miassovo lake system (South Ural). *Turczaninowia.* 2014. Vol. 17. No. 4. P. 84–96. (in Russ.). <https://doi.org/10.14258/turczaninowia.17.4.15>
- Velichko A.A. (Ed.) (2009). *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Atlas-monografiya* (Paleoclimates and paleolandscapes of the extratropical space of the Northern Hemisphere. Atlas-monograph). Moscow: GEOS (Publ.). 120 c. (in Russ.)

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89:556.55→551.312.4→(234.853)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ МИАССОВО  
(ЮЖНЫЙ УРАЛ) В ПЕРИОД ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА  
НА ОСНОВЕ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ<sup>#</sup>

© 2023 г. Э. А. Валиева<sup>1,\*</sup>, Л. А. Фролова<sup>1</sup>, О. В. Палагушкина<sup>1</sup>, Н. М. Нигматуллин<sup>1</sup>,  
Г. Р. Нигаматзянова<sup>1</sup>, Д. К. Нургалиев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

\*E-mail: Zinnatova.1994@mail.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 04.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

Донные отложения представляют собой важнейший “архив”, содержащий сведения о развитии озерных экосистем. Одним из наиболее надежных и широко используемых методов изучения водных экосистем является диатомовый анализ (Жузе и др., 1949). В настоящее время диатомовый анализ входит в группу руководящих методов, применяемых для реконструкции исторической динамики окружающей среды и климата (Rudaya et al., 2012; Palagushkina et al., 2018). В статье представлены результаты исследования колонки донных отложений длиной 526 см и возрастом 13 500 кал. л. озера Большое Миассово (Южный Урал). Диатомовый анализ донных отложений исследуемого озера позволил выявить 123 таксона водорослей 47 родов и выделить основные этапы эволюции водоема в периоды позднеледниковья и голоцена. В позднеледниковье (~13 200–11 700 кал. л. н.) в условиях прохладного климата озеро представляло собой глубокий водоем с постоянным уровнем воды и обширной зоной мелководий, заросшей макрофитами; в начале голоцена (~11 700–8500 кал. л. н.) на фоне похолодания отмечалось понижение уровня воды; в период с ~8500 по 4600 кал. л. н. в условиях более теплого и влажного климата зафиксировано повышение уровня воды; в период с ~4600 по 2500 кал. л. н. отмечалось повышение продуктивности водорослевых сообществ; с ~2500 по 800 кал. л. н. на фоне понижения температуры окончательно оформилось глубоководное озеро с маломинерализованной водой, наличием заболоченных мелководий с процессами закисления.

**Ключевые слова:** диатомовые водоросли, озеро Большое Миассово, Южный Урал, донные отложения, позднеледниковье, голоцен

**DOI:** 10.31857/S2949178923040151, **EDN:** YCGMKY

## ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных компонентов озерной экосистемы, являющимся носителем наиболее полной информации об истории развития водоемов, служат донные отложения озер. Они содержат в себе подлинную летопись важнейших процессов — физико-химических и продукционно-биологических, происходящих на протяжении всей истории озера (Субетто, 2009; Nigamatzyanova et al., 2016; Frolova et al., 2017). Существенный вклад в оценку экологических обстановок озера на протяжении всего периода его развития и в изучение строения озерных отложений вносит диатомовый анализ

(Жузе и др., 1949; Хурсевич, 1976; Давыдова, 1985; Пестрякова и др., 2016; Зиннатова и др., 2019; Ludikova et al., 2020). Диатомовые водоросли — одноклеточные микроскопические организмы, которые обладают хорошей сохранностью в донных отложениях, благодаря наличию кремнеземного панциря (Забелина и др., 1951; Valieva, 2022). Использование данного метода позволяет реконструировать историю эволюции озерных экосистем, характер изменения уровня озер в прошлом, уровень трофности, выделять периоды существования пресноводных и солоноватоводных фаз в развитии водных бассейнов (Давыдова, 1988, Frolova et al., 2013; Khaliullina et al., 2016). Диатомовые водоросли образуют характерные экологические комплексы, которые приурочены к разным биотопам водоемов и адаптированы к различным факторам водной среды. По количеству и составу диатомей, соотношению их основных групп (центрические и пеннатные, планктонные и бентосные), наличию

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В. и др. (2023). Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) на основе диатомового анализа донных отложений // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 195–206. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>. <https://elibrary.ru/YCGMKY>

видов-индикаторов можно реконструировать природные условия в предшествующие временные отрезки, а именно температурный режим, выделить периоды засушливости или повышенной увлажненности, оценить колебания уровня воды в водоеме, а также показатели pH водоема (Wolin, Stone, 2010; Palagushkina et al., 2019; Nazarova et al., 2021). Южный Урал характеризуется хорошо развитой гидрографической сетью. Неоднородность ландшафтообразующих факторов, связанная с зонально-географическим делением и сложным рельефом, является причиной многообразия типов озер на данной территории (Вейсберг, 2014).

Пограничное расположение Урала, как климатораздела, а также тот факт, что изучаемые нами озера находятся на территории Ильменского государственного заповедника, придают исследованиям палеоклимата на данной территории особую значимость. Высокая концентрация горно-промышленных предприятий на Южном Урале определяет необходимость исследования развития озерных экосистем под воздействием естественных и антропогенных факторов (Солотчина, 2009). Целью данной работы является изучение таксономического состава ископаемых диатомовых водорослей в донных отложениях озера Большое Миассово с последующей реконструкцией истории развития озера. До недавнего времени исследований ископаемых диатомовых водорослей в донных отложениях озер Южного Урала проведено немало (Масленникова, Дерягин, 2008; Масленникова, Ершов, 2010; Дерягин и др., 2011; Масленникова и др., 2018). В работе Л.В. Снитко (2004) описаны фитопланктонные сообщества разнотипных озер Ильменского заповедника. Проведены исследования водной флоры данных озер и в работе Е.И. Вейсберг (2014), а исследования по перифитонным сообществам диатомовых водорослей выполнены Н.А. Исаковой (2016). Однако диатомовые водоросли как палеоиндикаторы ранее не были изучены в донных отложениях озера Большое Миассово. Результаты наших исследований предоставят дополнительную информацию для региональных баз данных и помогут повысить точность палеоэкологических реконструкций.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Колонка донных отложений с оз. Б. Миассово (55°9'59.89" с.ш.; 60°20'51.82" в.д.) длиной 526 см была отобрана с использованием гидравлического пробоотборника в июле 2018 г. Пробоотборник длиной 6 м с вакуумным якорем спроектирован и изготовлен в Казанском (Приволжском) федеральном университете по устройству аналогичного отборника (Mackereth, 1958). Используемый пробоотборник отличается от аналога гидравлическим принципом действия для более аккурат-

ного отбора проб донных осадков и для повышения безопасности. Пробоотборник позволяет получать керны донных отложений диаметром 70 мм в водоемах глубиной до 100 м (Борисов, 2004). Колонка донных отложений диаметром 70 мм отобрана в центральной части озера с глубины 25 м. Значительная часть колонки представлена илистыми отложениями (Нигаматзянова и др., 2023). Распределение грунтов по дну оз. Б. Миассово находится в тесной связи с глубинами. Донные отложения в глубоководной части озера состоят из темно-серого, темно-зеленого до коричневых оттенков студенисто-творожистого ила/сапропеля (Рогозин, Ткачев, 2000). В полевых условиях отобранная колонка донных отложений была нарезана послойно с шагом в 2 см. В лабораторных условиях образцы были высушены методом сублимационной сушки. Абсолютное датирование отложений было проведено методом радиоуглеродного AMS датирования в Лаборатории NTUAMS (Национальный Тайваньский университет). Максимальный возраст вскрытых отложений составил 13500 кал. л. н. Для калибровки возраста образцов использовались программа OxCal v4.2.4 и калибровочная кривая IntCal 13 (Ramsey, 2001). Детальное описание возрастной модели с полученными радиоуглеродными датировками опубликованы (Нигаматзянова и др., 2023).

Подготовка 51 образца донных отложений для диатомового анализа проводилась с использованием стандартного метода с некоторыми изменениями (Battarbee, 1986). В навеску, составляющую не менее 0.2 г сухого осадка, добавлялось по 7 мл 30% перекиси водорода ( $H_2O_2$ ), после этого пробирка помещалась в водяную баню при температуре +80°C на 4–5 ч. Затем к осадку добавлялось 5 капель 37% соляной кислоты (HCl) и пробирки помещались на 5 мин в центрифугу, для центрифугирования со скоростью 1500 об./мин, с последующим промыванием образцов дистиллированной водой с 5 повторами. Для изготовления постоянных препаратов (слайдов) использовалась высокопреломляющая смола Naphrax (коэффициент преломления 1.73). Подготовленная, тщательно перемешанная взвесь диатомовых створок наносилась на покровные стекла и высушивалась. Подсчет и определение створок проводились по параллельным трансектам до 300–500 створок в образце с использованием светового микроскопа Zeiss Axio Emager A2 (иммерсионный объектив  $\times 100$ , п.а. = 1.4) с применением дифференциально-интерференционного контраста (DIC) Номарского. При идентификации использовали отечественные и зарубежные определители, систематические сводки и статьи (Забелина и др., 1951; Krammer, Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991; Lange-Bertalot, Ulrich, 2014; Chudaev, Gololobova, 2016; Куликовский и др., 2016; Lange-Bertalot et al.,

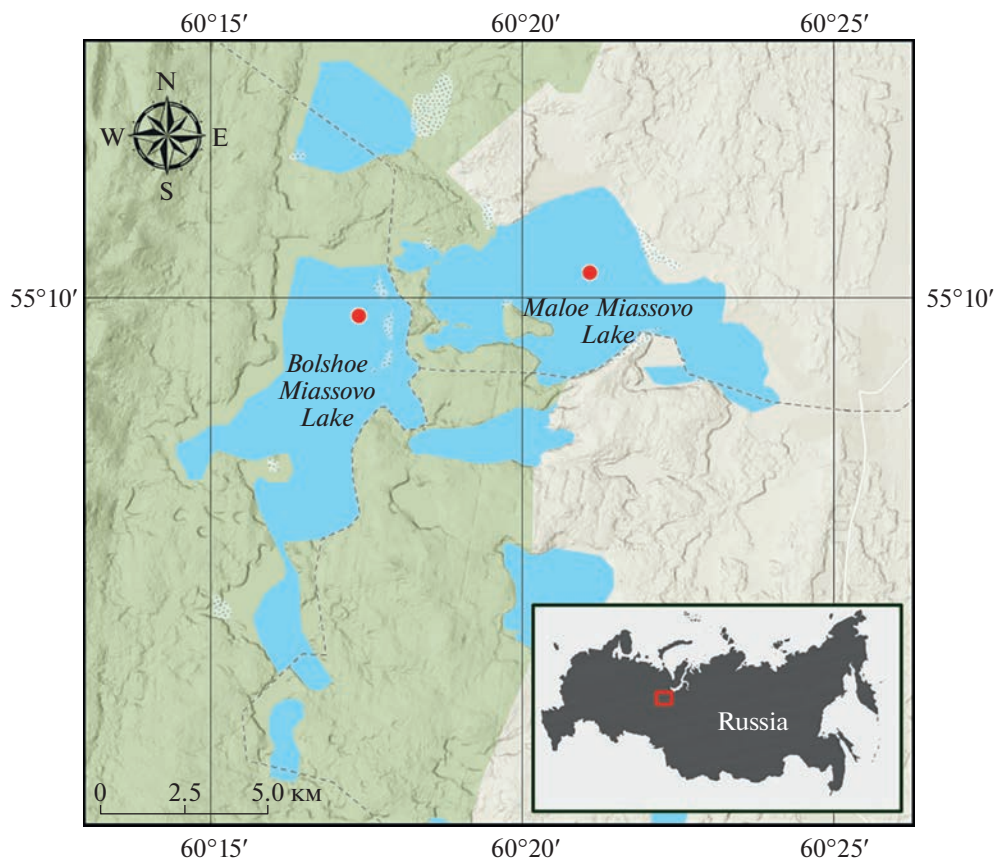


Рис. 1. Карта-схема расположения оз. Б. Миассово (Челябинская область).

Fig. 1. Location map of the lake B. Miassovo (Chelyabinsk region).

2017). Эколого-географическая характеристика диатомовых водорослей была дана по отношению к местообитанию, солености, pH воды, по географическому распространению, температурному фактору и реофильности (Давыдова, 1985; Барина, 2006; Куликовский и др., 2016; Lange-Bertalot et al., 2017).

Микрофотосъемку производили посредством фотокамеры Axio Cam MRc5 и сканирующего электронного микроскопа FEL XL-30ESEM. Диатомовая диаграмма была создана с помощью программы Tilia (версия 2.0.41). Выделение зон было проведено с использованием программы CONISS (Grimm, 2004). Общее число створок бралось за 100%, доминантами считались виды, составляющие в осадках  $\geq 10\%$  створок, субдоминантами — от 5 до 10% (Давыдова, 1985). Пробы с глубин 460, 470, 500–520 см, где не было найдено достоверного числа створок (300), из дальнейшего статистического анализа были исключены.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Б. Миассово (55°08'57" с.ш.; 60°16'32" в.д.) расположено в восточных предгорьях Уральских гор

на территории Ильменского заповедника, являющегося центральным звеном Кисегач-Миассовской гидрологической системы (Кострюкова, 2013). Длина оз. Б. Миассово составляет 8 км, ширина — 1.5 км, общая площадь водного зеркала — 11.4 км<sup>2</sup>. Максимальная глубина составляет 25 м, средняя — 11.2 м. Озеро представляет собой пресный гидрокарбонатно-кальциевый водоем с малой минерализацией, около 200 мг/л (Рогозин, Ткачев, 2000).

Котловина оз. Б. Миассово имеет тектоническое происхождение, как и у большинства озер Южного Урала (рис. 1). Озеро собирает воды всего восточного склона Ильменского хребта, объединяет посредством проток близлежащие озера заповедника — Бараус, Б. Таткуль, Няшевский Прудок, Савелькуль. Можно сказать, что оз. Б. Миассово связывает всю центральную часть Ильменского заповедника и поэтому оно вызывает большой научный интерес.

Берега озера являются тектоническими уступами и имеют преимущественно крутой уклон, за исключением низменного и заболоченного южного, юго-западного берега. Озеро Б. Миассово имеет глубокую центральную часть котловины; для озера характерны сильно изрезанная береговая линия и сложный рельеф дна. Литоральная

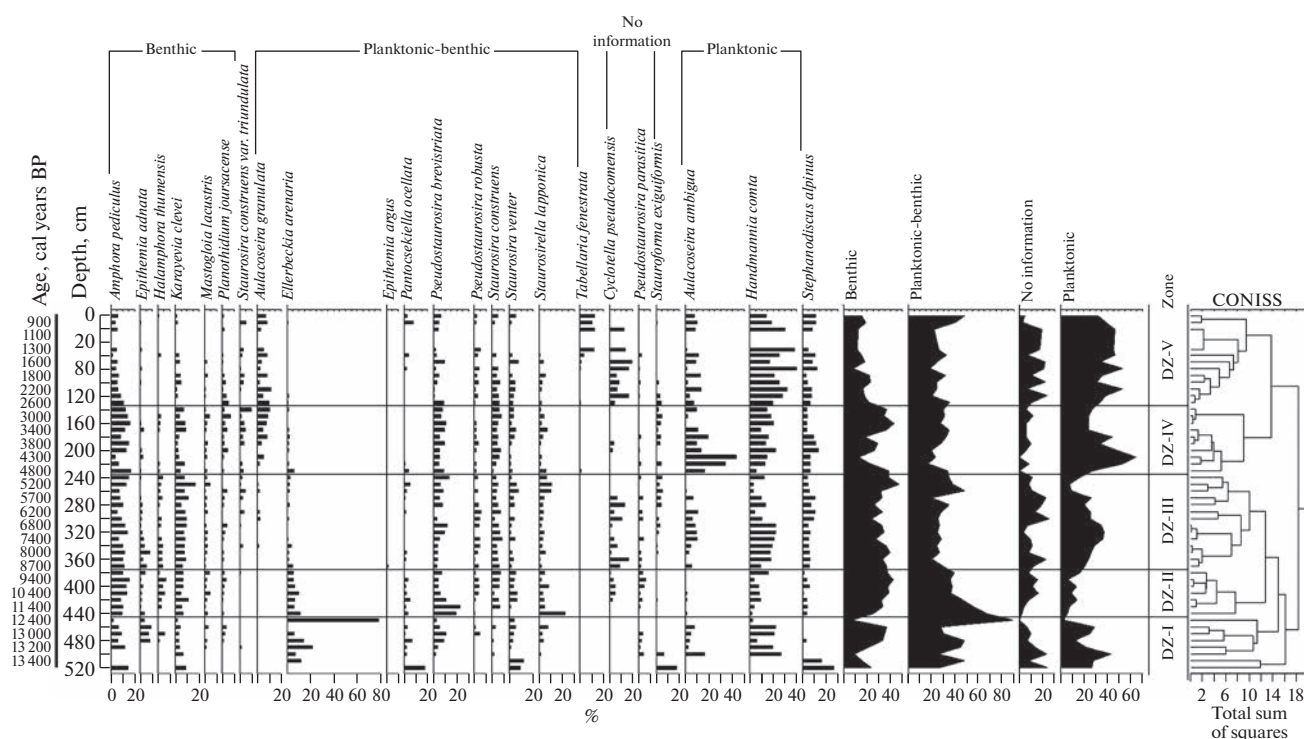


Рис. 2. Диатомовая диаграмма разреза донных отложений оз. Б. Миассово.

Fig. 2. Diatom diagram of bottom sediments of Lake Bolshoe Miassovo.

зона развита слабо из-за крутого уклона, исключая заливы, максимальная глубина которых составляет 4–7 м. Площадь литорали до глубины 5 м, которая является предельной для распространения водных макрофитов, составляет не более 30% акватории (Рогозин, Ткачев, 2000). На значительном протяжении открытых участков берега круты и каменисты. В заливах берега более пологие, часто заболоченные, со сплавами. Грунты литорали разнообразны: торфяно-илистые, илистые, различные варианты каменисто-песчаных отложений (Вейсберг, 2014).

Озеро Б. Миассово приурочено к пересеченному рельефу предгорий, расположено в подзоне сосново-березовых лесов южно-таежной лесной зоны (Вейсберг, 2014). Водная и прибрежная растительность хорошо развита в мелководных заливах, на открытых участках она разрежена, располагается узкой прерывистой полосой вдоль берега, не образуя полных профилей и имеет мозаичный характер (Вейсберг, 2014).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведенных исследований в 51 образце донных отложений оз. Б. Миассово идентифицировано 123 таксона диатомовых водорослей, принадлежащих к 47 родам.

В исследуемых диатомовых комплексах ведущее место по количеству таксонов занимает род

*Epithemia*. Представители данного рода являются преимущественно пресноводными видами, обитающими в разнотипных водоемах, предпочитающими щелочные условия среды. Они распространены повсеместно (Куликовский и др., 2016).

Диатомовый анализ разреза донных отложений оз. Б. Миассово позволил выявить этапы в его развитии, в связи с экологическими и климатическими изменениями. С помощью кластерного анализа колонка донных отложений была разделена на 5 диатомовых зон, в зависимости от наличия диатомовых таксонов и их относительной численности (рис. 2). Образцы донных отложений с глубин 460, 470 и 500–520 см были исключены из дальнейших статистических обработок, ввиду недостаточного в них количества створок диатомовых водорослей.

**ДЗ I (490–445 см, ~13200–11700 кал. л. н.).** Нижняя часть колонки донных отложений объединяет 3 пробы, число видов в которых колебалось от 10 до 32. В пределах зоны по местообитанию преобладают створки планктонно-бентосных видов. Доминирующий планктонно-бентосный вид *Ellerbeckia arenaria* (D. Moore ex Ralfs) Dorofeyuk & Kulikovskiy достигает максимума – 78.4%. В верхней части зоны из доминанта в статус субдоминанта переходят планктонный вид *Handmannia compta* (Ehrenberg) Kociolek & Khursevich (с 19.3 до 5.7%) и бентосный вид *Amphora pediculus* (Kützing) Grunow (11.4 до 5.7%). Субдоминантами зоны яв-



*rosira brevistriata* (10.2–4.7%), *Staurosira construens*, бентосный *Amphora pediculus*. В средней части зоны доминируют створки *Stephanodiscus alpinus*.

По температурной приуроченности большая часть створок принадлежит к индифферентным видам, хотя отмечено незначительное присутствие створок холодолюбивых видов *Halamphora oligotraphenta* и *Stephanodiscus alpinus* и эвритермного *Sellaphora pupula*. По отношению к pH по-прежнему отмечается преобладание створок видов, предпочитающих щелочную реакцию среды, но в верхней части зоны происходит значимое увеличение доли створок ацидофильного вида *Stauroforma exiguiformis*.

По географическому распространению преобладают створки космополитных видов, в нижней и верхней частях зоны отмечаются створки бореального *Halamphora thumensis* и аркто-альпийского *Cavinula cocconeiformis*.

По отношению к фактору солености, среди створок преобладают виды индифференты, с небольшой долей створок галофобного *Tabellaria fenestrata* (Lunbye) Kutzing и галофильного *Sellaphora pupula* видов. Зоне свойственна высокая доля створок видов стоячих вод.

**ДЗ V (135–2 см, ~2500–800 кал. л. н.).** Диатомовая зона включает 12 образцов, число видов по горизонтам зоны меняется от 20 до 35. Доминантами зоны по-прежнему является планктонный вид *Handmannia compta* (39.4%). В средней и верхней частях зоны преобладает *Stephanodiscus alpinus* (11.9%). В верхней части зоны в число доминантов добавляется *Tabellaria fenestrata* (12.8%). На уровень субдоминантов уходит бентосный вид *Amphora pediculus* (5.8%), планктонный *Aulacoseira ambigua* (8.1%), планктонно-бентосные *Aulacoseira granulata* (7.7%), *Pseudostaurosira brevistriata* (6.4%). По температурному фактору по-прежнему преобладают створки индифферентных видов с периодическим появлением эвритермного *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kutzing и холодолюбивых видов *Halamphora oligotraphenta* и *Stephanodiscus alpinus*. По фактору течения преобладают створки индифферентных видов. Этой зоне свойственен самый низкий процент створок видов стоячих вод. По географической приуроченности по-прежнему преобладают створки космополитных видов, но присутствует незначительная доля створок аркто-альпийского вида *Cavinula cocconeiformis* и бореального – *Halamphora thumensis*. По отношению к pH среды преобладают створки видов, предпочитающих щелочную реакцию среды, но в верхней части зоны значительно увеличивается доля створок ацидофильных видов *Stauroforma exiguiformis*, *Tabellaria fenestrata*, *Tabellaria flocculosa*. Подобная тенденция прослеживается и по отношению к фактору солености. На фоне преобладания створок индифферентных видов, в

верхней части зоны значимо возрастает доля створок галофобных видов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам диатомового анализа донных отложений в оз. Б. Миассово отмечено высокое таксономическое богатство – 123 таксона диатомовых водорослей. Согласно полученным ранее данным по перифитонным диатомовым сообществам в озере Б. Миассово был выявлен 91 вид и внутривидовых таксона диатомей, относящихся к 46 родам и 22 семействам (Исакова, 2016). В диссертационной работе Л.В. Снитко (2004) по фитопланктону разнотипных озер наибольшим видовым богатством диатомей характеризовалось оз. Б. Миассово (90 таксонов диатомовых водорослей). Высокое таксономическое богатство диатомовых водорослей отмечено и в работе Е.И. Вейсберг (2014). Видовое богатство оз. Б. Миассово объясняется разнообразием биотопов, его глубоководностью, сложным рельефом дна и сильно изрезанной береговой линией (Рогозин, Ткачев, 2000).

Анализ состава и структуры экологических групп диатомовых комплексов определяет оз. Б. Миассово как пресноводный, олиготрофный водоем с низкой минерализацией. Аналогичные результаты были представлены в работе Н.А. Исаковой (2016) по оценке качества воды в оз. Б. Миассово с использованием перифитонных диатомовых водорослей. Расположение оз. Б. Миассово на территории Ильменского заповедника обеспечивает отсутствие прямого антропогенного воздействия и условную ненарушенность его экосистемы.

Результаты диатомового анализа донных отложений исследуемого озера позволяют выделить основные этапы эволюции водоема, которые охватывают периоды позднего плейстоцена и голоцена. Анализ видового состава в нижней части колонки на глубинах 460, 470, 500 и 520 см показал, что большая часть обнаруженных видов принадлежала к планктонно-бентосным формам, с меньшей представленностью бентосных и планктонных. Следовательно, можно предположить существование мелководного водоема с хорошим притоком и перемешиванием воды.

**Позднеледниковые (~13200–11700 кал. л. н.).** Большая доля створок планктонного вида *Handmannia compta* в донных отложениях может говорить о существовании глубокого водоема. Высокая доля створок планктонно-бентосного вида *Ellerbeckia arenaria* может свидетельствовать о том, что на мелководьях озера на данном этапе развития был сформирован пояс макрофитов. Доминирование *Ellerbeckia arenaria* в период позднего дриаса отмечалось и в донных отложениях оз. Уфимское (Южный Урал) (Масленнико-

ва и др., 2012). Преобладание космополитов, с небольшой долей створок холодолюбивых видов, может указывать на умеренные климатические условия в этот временной промежуток.

**Ранний голоцен (~11 700–8500 кал. л. н.).** В конце позднеледникового времени ~11 700 кал. л. н. по данным диатомового анализа происходит смена доминантов — планктонный вид *Handmannia compta* заменяется на *Staurosirella lapponica*, *Karayevia clevei*, а из субдоминантов на уровень доминантов выходит *Stephanodiscus alpinus* — планктонный вид, предпочитающий низкую температуру воды и олиготрофные водоемы. Все это позволяет предположить о наличии глубоководных условий в озере. В составе диатомовых сообществ появляется ацидофильный вид *Stauroforma exiguiformis*, что может косвенно отражать процессы заболачивания мелководий на фоне понижения температуры на водосборном бассейне озера. В данной зоне отмечено присутствие створок и галофобных, и галофильных видов диатомовых водорослей, что может быть обусловлено флуктуацией уровня воды, как в сторону понижения с небольшим увеличением минерализации, так и повышением — с небольшим понижением минерализации и pH среды. Переход позднеледниковье—голоцен (~11 700–11 500 кал. л. н.) зафиксирован и описан во многих палеолетописях Северного полушария, включая Южный Урал (Rasmussen et al., 2005; Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2015), что отражается в позднеледниковых климатических колебаниях (Масленникова и др., 2012). Существенные различия в климатической обстановке северных и южных районов Урала также выявляются в конце позднеледниковья и в бореальный период. Северная часть Урала развивалась в условиях значительного увлажнения и смягчения климата, что характерно для сибирского типа климата голоцена. Южная половина Уральских гор, напротив, развивалась в условиях относительно холодного, засушливого и континентального климата, что характерно для атлантико-континентального типа развития климата в голоцене (Хотинский, 1982).

**Средний голоцен (~8500–4600 кал. л. н.).** В данный период развития оз. Б. Миассово было глубоководным. Рост доли створок планктонных видов *Handmannia compta* и *Aulacoseira ambigua* может свидетельствовать об относительном повышении уровня воды в озере. Увеличение продолжительности и температуры вегетационного периода привело к полному стаиванию ледников на Урале, что нашло отражение в изменении таксономического состава и смене доминантов диатомовых сообществ исследованного нами озера. Аналогичные результаты описаны в работах по реконструкции обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковье и голоцене Среднего Урала (Масленникова и др., 2016).

**Поздний голоцен (~4600–800 кал. л. н.).** Суббореальный и субатлантический периоды (~4600–800 кал. л. н.) рассматриваются совместно, так как во многих районах Урала они выделяются как более или менее единый этап в развитии природных условий позднеледниковья (Хотинский, 1982).

**Суббореальный период (~4600–2500 кал. л. н.).** На данном периоде развития в глубоководном озере появляется и достигает доминирования *Aulacoseira granulata*, этот вид отражает повышение продуктивности водорослевого сообщества.

В пробах донных отложений из данного интервала отмечены створки как галофобных, так и галофильных видов, что косвенно отражает процессы флуктуации климатических параметров и уровня воды. Аналогичные тенденции отмечались в работах по Южному и Среднему Уралу, а также для других регионов Северного полушария (Ilyashuk et al., 2013; Nazarova et al., 2013; Масленникова и др., 2015; 2016). Колебания температуры воздуха и уровня воды способствовали формированию обширной зоны мелководий, где могли протекать процессы закисления воды, благодаря которым в видовом составе отмечен рост доли створок ацидофильного таксона *Stauroforma exiguiformis*.

**Субатлантический период (~2500–800 кал. л. н.).** В пределах зоны отмечается преобладание доли створок планктонных видов, устойчивый рост доли створок галофобных и ацидофильных видов *Stauroforma exiguiformis*, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa*. В работе А.В. Масленниковой и соавт. (2012) по донным отложениям оз. Уфимское также отмечается возрастание количества створок и разнообразия ацидофильных таксонов диатомовых водорослей, в частности *Tabellaria flocculosa*. Увеличение ацидофильных таксонов указывает на наличие заболоченных участков в акватории озера, в которых могли протекать процессы закисления. В пределах этой зоны происходит очередная смена доминантов на планктонные виды *Handmannia compta* и *Stephanodiscus alpinus*, что подтверждает снижение уровня продуктивности в глубоком маломинерализованном водоеме в результате похолодания.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследования, в донных отложениях озера Б. Миассово определено 123 таксона диатомовых водорослей, принадлежащих к 47 родам. Диатомовый анализ колонки донных отложений позволил выявить этапы в развитии озера, условия которых не были постоянными и менялись под воздействием окружающей среды. Исходя из описания изменений диатомовых сообществ, можно сделать вывод о том, что в период позднеледниковья в условиях прохладного

климата озеро представляло собой глубокий водоем с постоянным уровнем воды и мелководьями, заросшими макрофитами. На протяжении истории своего существования озеро всегда оставалось глубоким. Начавшееся в среднем голоцене прогрессирующее повышение уровня воды происходило на фоне увеличения температуры окружающей среды и продолжительности вегетационного периода. В позднем голоцене в суббореальном периоде отмечаются очередная смена доминантов, рост продуктивности водорослевых сообществ. Субатлантический период характеризуется похолоданием, флуктуацией уровня воды в озере, наличием обширной зоны мелководья с тенденциями закисления воды в них.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарны всем участникам экспедиции за организацию и проведение полевых работ. Диатомовый анализ был поддержан грантом Российского научного фонда (№ 22-47-08001). Статистический анализ проведен в рамках Программы стратегического академического лидерства Казанского федерального университета (Приоритеты-2030).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барина С.С., Анисимова О.В., Медведева Л.А. (2006). Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies studio. 498 с.
- Борисов А.С. (2004). Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Казань: КазГУ. 46 с.
- Вейсберг Е.И. (2014). Разнообразие водной растительности системы озер Большое Миассово—Малое Миассово (Южный Урал) // *Turczaninowia*. Т. 17. № 4. С. 84—96.
- Давыдова Н.Н. (1985). Диатомовые водоросли-индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. 243 с.
- Давыдова Н.Н., Субетто Д.А., Хомутова В.И. (1988). Позднеледниковый этап в развитии малых озер Северо-Запада России // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука. С. 166—193.
- Дерягин В.В., Масленникова А.В., Дерягин А.В. (2011). Режимы осадконакопления в озерах Серебры и Сырыткуль (Южный Урал) // *Вестник ЧГУ*. № 5. С. 24—30.
- Диатомовые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. (1951) / Под ред. М.М. Забелиной, И.А. Киселева, А.И. Прошкиной-Лавренко, В.С. Шешуковой. М.: Советская наука. 619 с.
- Жузе С.А., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова В.С. и др. (1949). Диатомовый анализ. М.—Л.: Гос. изд-во геолит. 239 с.
- Зиннатова Э.А., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. (2019). Диатомовые водоросли в донных отложениях тундровых озер дельты реки Печора // *Озера Евразии: проблемы и пути их решения*. Казань: АН Республики Татарстан. С. 264—268.
- Исакова Н.А. (2016). Оценка качества воды озера Большое Миассово с помощью перифитонных сообществ диатомовых водорослей (Южный Урал) // *Альманах современной науки и образования*. № 7. С. 36—39.
- Кострюкова А.М., Крупнова Т.Г., Машкова И.В. (2013). Биомониторинг озер Ильменского государственного заповедника // *Молодой ученый*. № 4. С. 156—158.
- Куликовский М.С., Глуценко А.М., Генкал С.И., Кузнецова И.В. (2016). Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань. 804 с.
- Масленникова А.В., Дерягин В.В. (2008). Первые данные о составе колонки донных отложений оз. Иткуль // *Проблемы географии Урала и сопредельных территорий* / Мат-лы III науч.-практ. конф. Челябинск: Наука. С. 75—77.
- Масленникова А.В., Ершов В.В. (2010). Изменение минерального состава донных отложений оз. Уфимское (Южный Урал) в позднеледниковье—голоцене // *Уральский минералогический сборник*. № 17. С. 140—142.
- Масленникова А.В., Дерягин В., Удачин В. (2012). Реконструкция условий голоценовой озерной седиментации на восточном склоне Южного Урала // *Литосфера*. № 2. С. 21—32.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014). Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. и др. (2018). Реконструкция этапов развития озера Тургой (Южный Урал) в голоцене // *Литосфера*. № 6. С. 914—927. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Пирогов Д.В. и др. (2016). Реконструкция обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковье и голоцене Среднего Урала // *Литосфера*. № 6. С. 166—176.
- Нигматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др. (2023). Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья — голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 4. С. 179—194. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>; <https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Пестрякова Л.А., Николаев А.Н., Субетто Д.А. и др. (2016). Палеоэкология. Методологические основы палеоэкологии. Якутск: ИД Северо-Восточного федерального ун-та. 84 с.
- Рогозин А.Г., Ткачев В.А. (2000). Экология озера Большое Миассово. Миасс: ИГЗ УрО РАН. 318 с.
- Снитко Л.В. (2004). Фитопланктон разнотипных озер Ильменского заповедника (Южный Урал). Дис. ... канд. биол. наук. Сыктывкар: Ильмен. гос. заповедник УрО РАН. 224 с.
- Солотчина Э.П. (2009). Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: ГЕО. 236 с.

- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палео-лимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена. 348 с.
- Хотинский Н.А., Немкова В.К., Сурова Т.Г. (1982). Главные этапы развития растительности и климата Урала в голоцене // Вопросы археологии Урала. Вып. 16. С. 145–153.
- Хурсевич Г.К. (1976). История развития диатомовой флоры озер Нарочанского бассейна. Минск: Наука и техника. 52 с.
- Чудаев Д.А., Гололобова М.А. (2016). Диатомовые водоросли озера Глубокого (Московская область). М.: Товарищество научных изданий КМК. 447 с.
- Battarbee R.W. (1986). Diatom analysis, in Handbook of Holocene Paleocology and Palaeohydrology. New York: Wiley. P. 527–570.
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M., Wetterich S. (2017). Reconstruction of the history of a thermokarst lake in the Mid-Holocene based on an analysis of sub-fossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia) // Contemporary Problems of Ecology. Vol. 10. No. 4. P. 423–430.
- Frolova L.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A., Herzsuh U. (2013). Analysis of the effects of climate-dependent factors on the formation of zooplankton communities that inhabit Arctic lakes in the Anabar River basin // Contemporary Problems of Ecology. Vol. 6. No. 1. P. 1–11.
- Grimm E. (2004). Tilia software 2.0.2. Illinois State Museum Research and Collection Center // Springfield.
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Kolka V.V. et al. (2013). Holocene climate variability on the Kola Peninsula, Russian Subarctic, based on aquatic invertebrate records from lake sediments // Quat. Res. Vol. 79. No. 3. P. 350–361.
- Khaliullina L.Yu., Frolova L.A., Volkova T.S., Pestryakova L.A. (2016). Species Composition of Planktonic Algae of Thermokarst Lakes of Khatanga River Basin (Krasnoyarsk Region, Russia) // Research Journal of Pharmaceutical, Biological and Chemical Sciences. Vol. 7. No. 5. P. 1329–1340.  
[http://www.rjpbcs.com/2016\\_7.5.html](http://www.rjpbcs.com/2016_7.5.html)
- Krammer K. (1991). Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae: Suesswasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, Jena. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 576 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). Bacillariophyceae, Naviculaceae, in Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae, Bacillariaceae, Epitemiaceae, Surirellaceae: Suesswasserflora von Mitteleuropa, Stuttgart, Jena. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 596 p.
- Lange-Bertalot H., Ulrich S. (2014). Contributions to the taxonomy of needle-shaped Fragilaria and Ulnaria species // Lauterbornia. No. 78. P. 1–73.
- Lange-Bertalot H., Hofmann G., Werum M. et al. (2017). Freshwater benthic diatoms of Central Europe: over 800 common species used in ecological assessment. Schmitt-Oberreifenberg: Koeltz Botanical Books. Vol. 942. 908 p.
- Ludikova A.V., Shatalova A.E., Subetto D.A. et al. (2020). Diatom-inferred palaeolimnological changes in a small lake in the context of the Holocene Baltic Sea transgressions: a case study of Lake Goluboye, Karelian Isthmus (NW Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing. Vol. 438. No. 1. P. 012014.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012014>
- Mackereth F.J. (1958). A portable core sampler for lake deposits // Limnology and oceanography. Vol. 3. No. 2. P. 181–191.
- Maslennikova A.V., Gulakov V.O. (2022). Application of European diatom indices for paleolimnological reconstructions of Lake Tavatui (Middle Urals, Russia) ecosystem changes // Limnology and Freshwater Biology. No. 4. P. 1492–1494.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1492>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016). Late-glacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments // Quat. Int. Vol. 420. C. 65–75.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Nazarova L., Hoog V., Hoff U. et al. (2013). Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record // Quat. Sci. Rev. Vol. 67. P. 81–92.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.018>
- Nazarova L.B., Frolova L.A., Palagushkina O.V. (2021). Recent shift in biological communities: A case study from the Eastern European Russian Arctic (Bol'shezemelskaya Tundra) // Polar Biology. Vol. 44. No. 6. P. 1107–1125.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-021-02876-7>
- Nigmatzyanova G.R., Frolova L.A., Abramova E.N. (2016). Zooplankton spatial distribution in thermokarst lake of The Lena River Delta (Republic of Sakha (Yakutia) // Research Journal of Pharmaceutical, Biological and Chemical Sciences. Vol. 7. No. 5. P. 1288–1297.  
[http://www.rjpbcs.com/2016\\_7.5.html](http://www.rjpbcs.com/2016_7.5.html)
- Palagushkina O., Frolova L., Zinnatova E. et al. (2018). Diatoms of sediments of Plescheevo Lake (Russia) as indicators of environmental changes in Holocene // Ecology, Economics, Education and Legislation. Vol. 18. P. 283–288.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.037>
- Palagushkina O., Nazarova L., Frolova L. (2019). Trends in development of diatom flora from sub-recent lake sediments of the Lake Bolshoy Kharbey (Bolshezemelskaya tundra, Russia) // Bio. Comm. Vol. 64. No. 4. P. 244–251.  
<https://doi.org/10.21638/spbu03.2019.403>
- Ramsey B.C. (2001). Development of the radiocarbon calibration program OxCal // Radiocarbon. Vol. 43. No. 2A. P. 355–363.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. Vol. 111. Iss. D6. P. 1–16.  
<https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D. et al. (2012). Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans // Quat. Sci. Rev. Vol. 48. P. 32–42.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.002>
- Valieva E.A., Nigmatzyanova G.R., Nurgaliev D.K. et al. (2022). Preliminary results of diatom analysis of bottom

sediments from Lake Maloe Miassovo (Chelubinsk Region, Russia) // *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1601–1603.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1601>

Wolin J.A., Stone J.R. (2010). Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes. The diatoms: applications for the environmental and earth Sciences. Cambridge University Press. P. 174–185.

## LATE GLACIAL AND HOLOCENE HISTORY OF LAKE BOLSHOE MIASSOVO (SOUTHERN URALS) BASED ON DIATOM ANALYSIS OF BOTTOM SEDIMENTS<sup>1</sup>

E. A. Valieva<sup>a, #</sup>, L. A. Frolova<sup>a</sup>, O. V. Palagushkina<sup>a</sup>, N. M. Nigmatullin<sup>a</sup>,  
G. R. Nigamatzyanova<sup>a</sup>, and D. K. Nurgaliev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

<sup>#</sup>Email: Zinnatova.1994@mail.ru

Bottom sediments are the most important “archive” containing information about the development of lake ecosystems. One of the most reliable and widely used methods of studying bottom sediments is diatom analysis (Juze et al., 1949). Currently, it is part of a group of guiding methods used to reconstruct the historical dynamics of the environment and climate (Rudaya et al., 2012; Palagushkina et al., 2018). In this work, the history of development of Lake Bolshoe Miassovo (Southern Urals) reconstructed using the taxonomic composition of diatoms found in the 526 cm long sediment core is presented. The maximum age of the sediments in the column was 13 500 years BP. According to the results of the study, 123 taxa of diatoms belonging to 47 genera were identified in the lake sediments. Diatom analysis of the bottom sediments of the studied lake allowed us to identify the main stages of the evolution of the reservoir during the Late Glacial and Holocene. During ~13 200–11 700 yr BP, in the period of a cool climate, the lake was a deep body of water with a constant water level and an extensive zone of shallow waters overgrown with macrophytes; then ~11 700–8500 cal. years BP against the background of cooling, the water level decreased; from ~8500–4600 cal. years BP was the stage of increasing water level in the lake in a warmer and wetter climate; in the period ~4600–2500 cal. years BP there was an increase in productivity of algal communities; during ~2500–800 cal. years BP against the background of decreasing temperature, a deep lake with low mineralized water, and presence of swampy shallow waters with acidification processes in them is finally formed.

**Keywords:** Diatom algae, Lake Bolshoye Miassovo, Southern Urals, bottom sediments, Late Pleistocene, Holocene

### ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to all the participants of the expedition for organizing and conducting field work. The diatom analysis was supported by a grant from the Russian Science Foundation (No. 22-47-08001). The statistical analysis was carried out within the framework of the Strategic Academic Leadership Program of Kazan Federal University (Priorities-2030), and also by the subsidy allocated to Kazan Federal University for the state assignment project No. FZSM-2023-0023 in the sphere of scientific activities.

### REFERENCES

- Barinova S.S., Anisimova O.V., Medvedeva L.A. (2006). Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhayushchei sredy (Biodiversity of algal environmental indicators). Tel Aviv: Pilies studio (Publ.). 498 p. (in Russ.)
- Battarbee R.W. (1986). Diatom analysis, in *Handbook of Holocene Paleocology and Palaeohydrology*. New York. Wiley. P. 527–570.
- Borisov A.S. (2004). *Sistema tekhnologicheskogo obespecheniya paleomagnitnykh issledovaniy otlozhenii sovremennykh ozer* (System of technological studies of paleomagnetic studies of sediments of modern lakes). PhD thesis. Kazan: KGU (Publ.). 46 p. (in Russ.)
- Chudaev D.A., Golobova M.A. (2016). *Diatomovye vodorosli ozera Glubokogo (Moskovskaya oblast')* (Diatoms of Lake Glubokoe (Moscow region)). Moscow: Association of Scientific Publications of the KMK (Publ.). 447 p. (in Russ.)
- Davydova N.N. (1985). Diatomovye vodorosli-indikatory prirodnykh uslovii vodoemov v golotsene (Diatoms-indicators of natural conditions of reservoirs in the Holocene). Leningrad: Science (Publ.). P. 243. (in Russ.)
- Davydova N.N., Subetto D.A., Homutova V.I. (1988). Pozdnelednikovyi etap v razvitiy malykh ozer Severo-Zapada Rossii. Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeiskoi ravniny (The late Glacial stage in the development of small lakes in the North-West of Russia. The history of the Pleistocene lakes of the East European Plain). St-Petersburg: Science (Publ.). P. 166–193. (in Russ.)

<sup>1</sup> For citation: Valieva E.A., Frolova L.A., Palagushkina O.V. et al. (2023). Late Glacial and Holocene history of Lake Bolshoe Miassovo (Southern Urals) based on diatom analysis of bottom sediments. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 195–206. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040151>. <https://elibrary.ru/YCGMKY>

- Deryagin V.V., Maslennikova A.V., Deryagin A.V. (2011). Sedimentation regimes in Silver and Syrytkul lakes (Southern Urals). *Vestnik Chelyabinskogo gosudarstvennogo universiteta*. No. 5. P. 24–30. (in Russ.)
- Frolova L.A., Ibragimova A.G., Ulrich M., Wetterich S. (2017). Reconstruction of the history of a thermokarst lake in the Mid-Holocene based on an analysis of sub-fossil Cladocera (Siberia, Central Yakutia). *Contemporary Problems of Ecology*. Vol. 10. No. 4. P. 423–430.
- Frolova L.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A., Herzsich U. (2013). Analysis of the effects of climate-dependent factors on the formation of zooplankton communities that inhabit Arctic lakes in the Anabar River basin. *Contemporary Problems of Ecology*. Vol. 6. No. 1. P. 1–11.
- Grimm E. Tilia software 2.0.2. Illinois State Museum Research and Collection Center. *Springfield*. 2004.
- Hursevich G.K. (1976). Istoriya razvitiya diatomovoi flory ozer Narochanskogo basseina (The history of the development of the diatom flora of the lakes of the Naroch basin). Minsk: Science and technology (Publ.). 52 p. (in Russ.)
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Kolka V.V., Hammarlund D. (2013). Holocene climate variability on the Kola Peninsula, Russian Subarctic, based on aquatic invertebrate records from lake sediments. *Quat. Res.* Vol. 79. No. 3. P. 350–361.
- Isakova N.A. (2016). Assessment of the water quality of Lake Bolshoe Miassovo with the help of periphyton communities of diatoms (Southern Urals). *Almanac of Modern Science and Education*. No. 7. P. 36–39. (in Russ.)
- Khaliullina L.Yu., Frolova L.A., Volkova T.S., Pestryakova L.A. (2016). Species Composition of Planktonic Algae of Thermokarst Lakes of Khatanga River Basin (Krasnoyarsk Region, Russia). *Research Journal of Pharmaceutical, Biological and Chemical Sciences*. Vol. 7. No. 5. P. 1329–1340. [http://www.rjpbcs.com/2016\\_7.5.html](http://www.rjpbcs.com/2016_7.5.html)
- Khotinsky N.A., Nemkova V.K., Surova T.G. (1982). The main stages of the development of vegetation and climate of the Urals in the Holocene. *Questions of the archeology of the Urals*. Vol. 16. P. 145–153. (in Russ.)
- Kostryukova A.M., Krupnova T.G., Mashkova I.V. (2013). Biomonitoring of lakes of the Ilmen State Reserve. *Molodoi uchenyi*. No. 4. P. 156–158. (in Russ.)
- Krammer K. (1991). Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae: Suesswasserflora von Mitteleuropa. K. Krammer, H. Lange-Bertalot (Eds.). Stuttgart, Jena. Gustav Fischer Verlag (Publ.). 576 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986). Bacillariophyceae, Naviculaceae, in Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag (Publ.). 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae, Bacillariaceae, Epitemiaceae, Surirellaceae: Suesswasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, Jena. Gustav Fischer Verlag (Publ.). P. 596.
- Kulikovskiy M.S., Glushchenko A.M., Genkal S.I., Kuznetsova I.V. (2016). Opredelitel' diatomovykh vodoroslei Rossii (Identification book of diatoms from Russia). Yaroslavl: Filigran (Publ.). 804 p. (in Russ.)
- Lange-Bertalot H., Ulrich S. (2014). Contributions to the taxonomy of needle-shaped Fragilaria and Ulnaria species. *Lauterbornia*. No. 78. P. 1–73.
- Lange-Bertalot H., Hofmann G., Werum M. et al. (2017). Freshwater benthic diatoms of Central Europe: over 800 common species used in ecological assessment. Schmitt-Oberreifenberg: Koeltz Botanical Books (Publ.). Vol. 942. 908 p.
- Ludikova A.V., Shatalova A.E., Subetto D.A. et al. (2020). Diatom-inferred palaeolimnological changes in a small lake in the context of the Holocene Baltic Sea transgressions: a case study of Lake Goluboye, Karelian Isthmus (NW Russia). *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Sci.* IOP Publishing. Vol. 438. No. 1. P. 12–14.
- Mackereth F.J. (1958). A portable core sampler for lake deposits. *Limnology and oceanography*. Vol. 3. No. 2. P. 181–191.
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016). Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 65–75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.0.062>
- Maslennikova A.B., Deryagin V.V. (2008). The first data on the composition of the column of bottom sediments lake Itkul. *Problemy geografii Urala i sopredel'nykh territorii: Mat-ly III nauch. prakt.-konf.* Chelyabinsk: Science (Publ.). P. 75–77. (in Russ.)
- Maslennikova A.B., Ershov V.V. (2010). Change in the mineral composition of bottom sediments oz. Ufimskoe (Southern Urals) in the Late Glacial-Holocene. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik*. Miass: IMin UrO RAS (Publ.). No. 17. P. 140–142. (in Russ.)
- Maslennikova A., Deryagin V., Udachin V. (2012). Reconstruction of Holocene lake sedimentation conditions on the eastern slope of the Southern Urals. *Litosfera*. No. 2. P. 21–32. (in Russ.)
- Maslennikova A.V., Gulakov V.O. (2022). Application of European diatom indices for paleolimnological reconstructions of Lake Tavatui (Middle Urals, Russia) ecosystem changes. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1492–1494. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1492>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Steinberg M.V. (2018). Reconstruction of the stages of development of Lake Turgoyak (Southern Urals) in the Holocene. *Litosfera*. No. 6. P. 914–927. (in Russ.). <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014). *Paleoekologiya i geokhimiya ozernoi sedimentatsii golotsena Urala* (Paleoecology and geochemistry of lake sedimentation of the Holocene of the Urals). Yekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (Publ.). 136 p. (in Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Pirogov D.V., Khvorov P.V. (2016). Reconstruction of the conditions of lake sedimentogenesis in the Late Glacial and Holocene of the Middle Urals. *Lithosphere*. No. 6. P. 166–176. (in Russ.)
- Nazarova L., Hoog V., Hoff U. et al. (2013). Late Holocene climate and environmental changes in Kamchatka inferred from the subfossil chironomid record. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 67. P. 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.018>

- Nazarova L.B., Frolova L.A., Palagushkina O.V. (2021). Recent shift in biological communities: A case study from the Eastern European Russian Arctic (Bol'shezemelskaya Tundra). *Polar Biology*. Vol. 44. No. 6. P. 1107–1125.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-021-02876-7>
- Nigamatzyanova G.R., Frolova L.A., Abramova E.N. (2016). Zooplankton spatial distribution in thermokarst lake of The Lena River Delta (Republic of Sakha (Yakutia)). *Research Journal of Pharmaceutical, Biological and Chemical Sci.* Vol. 7. No. 5. P. 1288–1297.  
[http://www.rjpbcs.com/2016\\_7.5.html](http://www.rjpbcs.com/2016_7.5.html)
- Nigamatzyanova G.R., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. et al. (2023). Vegetation and climate changes in the Southern Urals in the Late Glacial and Holocene derived from pollen record of Lake Bolshoe Miassovo. *Geomorfologiya i paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 179–194. (in Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040060>  
<https://elibrary.ru/GPLFNE>
- Palagushkina O., Frolova L., Zinnatova E. et al. (2018). Diatoms of sediments of Plescheevo Lake (Russia) as indicators of environmental changes in Holocene. *Ecology, Economics, Education and Legislation*. Vol. 18. P. 283–288.  
<https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.1/S20.037>
- Palagushkina O., Nazarova L., Frolova L. (2019). Trends in development of diatom flora from sub-recent lake sediments of the Lake Bolshoy Kharbey (Bolshezemelskaya tundra, Russia). *Bio. Comm.* Vol. 64. No. 4. P. 244–251. <https://doi.org/10.21638/spbu03.2019.403>
- Pestryakova L.A., Nikolaev A.N., Subetto D.A. et al. (2016). *Paleoekologiya. Metodologicheskie osnovy paleoekologii* (Paleoecology. Methodological foundations of paleoecology). Yakutsk: House of the North-Eastern Federal University Publ. (Publ.). 84 p. (in Russ.)
- Ramsey B.C. (2001). Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*. Vol. 43. No. 2A. P. 355–363.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 111. No. D6. P. 1–16.  
<https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Rogozin A.G., Tkachev V.A. (Eds.). (2000). *Ekologiya ozera Bol'shoe Miassovo* (Ecology of Lake Bolshoe Miassovo). Miass: IGZ URO RAN (Publ.). 318 p. (in Russ.)
- Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D. et al. (2012). Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 48. P. 32–42.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.002>
- Snit'ko L.V. (2004). *Fitoplankton raznotipnykh ozer Il'menskogo zapovednika (Yuzhnyi Ural)* (Phytoplankton of different types of lakes of the Ilmen Reserve (Southern Urals)). PhD thesis. Syktyvkar: Ilmen State Reserve of the Ural Branch of the RAS (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Solotchina E.P. (2009). *Strukturnyi tipomorfizm glinistyykh mineralov osadochnyykh razrezov i kor vyvetriviya* (Structural typomorphism of clay minerals of sedimentary sections and weathering crusts). Novosibirsk: Geo (Publ.). 236 p. (in Russ.)
- Subetto D.A. (2009). *Donnye otlozheniya ozer: Paleolimnologicheskie rekonstruktsii* (Bottom sediments of lakes: Paleolimnological reconstructions). St-Pb.: Publishing House of A.I. Herzen RGPU (Publ.). 348 p. (in Russ.)
- Valieva E.A., Nigamatzyanova G.R., Nurgaliev D.K., Frolova L.A. (2022). Preliminary results of diatom analysis of bottom sediments from Lake Maloe Miassovo (Chelabinsk Region, Russia). *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1601–1603.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518.2022-A-4-1601>
- Veisberg E.I. (2014). Diversity of aquatic vegetation of the Bolshoe Miassovo–Maloe Miassovo lake system (Southern Urals). *Turczaninowia*. Vol. 17. No. 4. P. 84–96.
- Wolin J.A., Stone J.R. (2010). Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes. Stoermer E.F., Smol J.P. (Eds.). *The diatoms: applications for the environmental and earth Sciences*. Cambridge University Press. P. 174–185.
- Zabelina M.M., Kiselev I.A., Proshkina-Lavrenko A.I., Sheshukova V.S. (1951). *Diatomovye vodorosli. Opredelitel' presnovodnykh vodoroslei SSSR* (The determinant of freshwater algae of the USSR). Moscow: Sovetskaya Nauka (Publ.). 619 p. (in Russ.)
- Zhuse S.A., Proshkina-Lavrenko A.I., Sheshukova V.S., Proshkina-Lavrenko R.A. (1949). *Diatomovyi analiz* (Diatom analysis). Moscow–Leningrad: State Publishing House of Geological Literature Publishing House (Publ.). 239 p. (in Russ.)
- Zinnatova E.A., Frolova L.A., Nigmatullin N.M. (2019). Diatoms in bottom sediments of tundra lakes of the Pechora River delta. *Ozera Evrazii: problemy i puti ikh resheniya*. Kazan: Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan (Publ.). P. 264–268. (in Russ.)

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 556.55:551.312.4(235.222)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР ПЛАТО УКОК (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)<sup>#</sup>

© 2023 г. В. Д. Страховенко<sup>1,\*</sup>, Г. И. Малов<sup>1</sup>, Е. А. Овдина<sup>1</sup>, В. И. Малов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

\*E-mail: strahova@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 14.03.2023 г.

После доработки 18.05.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

В межгорных котловинах и на высокоподнятых плато Алтая в пределах непосредственного распространения оледенения в неоплейстоцене возникали многочисленные современные озера. О геохимических процессах аутигенного минералообразования в озерных системах в условиях нивального седиментогенеза информации практически нет. Изучение кернов донных отложений восьми высокогорных озер Алтая показало, что воды озер пресные гидрокарбонатные с вариациями катионного состава Са–Na. Донные отложения озер характеризуются разными соотношениями минерального обломочного материала, аутигенных минералов (кальцит, гипс, пирит, иллит) и мортмассы растительных остатков. В донных отложениях озер, расположенных в пределах одной котловины (Бертекской или Тархатинской), абсолютные концентрации элементов отличаются в пределах одного стандартного отклонения, за исключением значительных вариаций содержаний отдельных элементов (Mo, U, Li, Be). Обогащение донных отложений озер (Аргамджи, Теплый ключ, Красное) этими элементами связано с присутствием рудных концентраций (Mo, U, Li, Be) на локальных водосборных территориях отдельно взятого озера. Минеральные ассоциации донных отложений изученных озер отличаются друг от друга составом аутигенных минералов и от горных пород, почв водосборных площадей составом слоистых силикатов. В составе тонкочешуйчатых, спутанно-волокнистых агрегатов иллита донных отложений, количество железа в 2–4 раза больше, чем в составе пластинчатых агрегатов слюд, хлоритов из горных пород, почв водосборных площадей. Криогенные процессы определили кристаллизацию гипсовых конкреций в донных осадках озер Аргамджи, М. Тархатинское и кальцитовых агрегатов в Зерлюколь-Нур и Б. Тархатинское в значительных объемах при пресном составе вод.

**Ключевые слова:** нивальный седиментогенез, донные отложения, малые озера, Горный Алтай, минералогия, геохимия

**DOI:** 10.31857/S2949178923040138, **EDN:** GMDPBK

ВВЕДЕНИЕ

Территориальное расположение Алтайских гор предопределило климатические закономерности, диктующие условия эволюции горного оледенения и большого количества озер. Глубокое внутриконтинентальное положение горной страны; господство сибирского антициклона, центр которого почти совпадает с географическим положением центра материка, длительный период радиационного выхолаживания благоприятствуют развитию мощной инверсии температуры и застою переохлажденного воздуха в межгорных впади-

нах, что препятствует воздухообмену с приходящими воздушными массами. Продолжительный холодный период, который увеличивается с высотой и вглубь гор, очень неглубокое залегание верхней границы многолетней мерзлоты на обширных тундровых, остепненных пространствах обуславливают слабую фильтрацию атмосферных осадков и, вследствие этого, — сильное заболачивание поверхности. Так как ведущая роль в становлении и развитии озерных систем Алтая принадлежит оледенению, то наибольшее количество озер расположено в его юго-восточной части, где сконцентрировано около 76% всех озер (максимум озер приходится на Тархатинско-Джазаторский район, исследования в котором представлены в данной работе) (Михайлов, 1995). Многочисленные морено-подпрудные, каровые и термокарстовые водоемы, локализованные в долинах и небольших внутригорных впадинах,

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Страховенко В.Д., Малов Г.И., Овдина Е.А., Малов В.И. (2023). Минеральный состав и условия формирования донных отложений малых озер плато Укок (Горный Алтай) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 207–225. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040138>; <https://elibrary.ru/GMDPBK>

возникали в пределах непосредственного распространения оледенения (Бородавко, 2009). Донные отложения озер являются важнейшим источником информации о локальных и региональных природных изменениях.

На протяжении многих лет наиболее полные работы по палеолимнологии Русского Алтая выполнены по самому большому из озер — Телецкому (Калугин и др., 2007; Селегей, Селегей, 2010 и др.). Также изучены экосистемы озер Ая, Манжерок, Мултинской группы и некоторых других. Однако в общем можно отметить, что во всех статьях внимание в основном уделяется проблемам эвтрофности озер, степени водности и биоте и отсутствуют работы по изучению минерального состава донных отложений. В то же время значение геологического строения и криолитогенеза в развитии рельефа чрезвычайно велико для территорий России. Для арктических морей и прилегающих к ним континентальных территорий получены новейшие данные о строении криолитосферы и ее компонентов, детально изучены литологический состав горных пород и геоморфологические особенности в связи с промерзанием и протаиванием горных пород (Криолитогенез, 2021 и др.). Однако до настоящего времени не существует обобщающих представлений о криогенетическом осадкообразовании в горных озерах и о криоминералогенезе в частности.

Детальный анализ состава и строения донных отложений современных озер в горно-ледниковых долинах позволит получить информацию о седиментогенезе в современных природных условиях. Цель работы — выявить особенности формирования донных отложений малых озер плоскогорья Укок в условиях, когда ведущим геохимическим процессом преобразования горных пород, почв и грунтов является криогенез.

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучаемая группа озер Укокского плоскогорья располагается на территории современного горно-ледникового центра, который представлен крупнейшими ледниками Сибири. Плоскогорье Укок образовано двумя котловинами — Бертекской и Тархатинской. По морфологическим и морфометрическим признакам в Бертекской котловине выделяют две впадины: восточную — Калгутинскую и западную — Акалахинскую. Днище Калгутинской впадины относительно выровненное, слабо заболоченное, с незначительным развитием термокарстового микрорельефа (где и располагаются озера) (Михайлов, Севастьянов, 1994; Рудой и др., 2000; Ганюшкин и др., 2017 и др.). Озеро Каровое имеет карстовое происхождение. Согласно данным Гидрометеослужбы, среднегодовое количество осадков на изучаемой тер-

ритории колеблется в пределах 160–290 мм/год, причем их большая часть (до 80%) выпадает летом, а среднегодовая температура колеблется от –7.6 до –9.5°C (Конищев, 2006). В котловине присутствуют озера разного размера и двух основных типов — термокарстовые и моренно-подпрудные. Котловины почти полностью выполнены моренными образованиями: самые нижние из которых имеют поздний неоплейстоценовый возраст, а самые верхние — это морены современных ледников (Федак и др., 2011; Ганюшкин и др., 2017). Из-за труднодоступности территорий плато Укок изучение вещественного состава донных отложений многочисленных озер не проводилось. Информация о химическом составе почв и поверхностных вод плоскогорья Укок в литературе встречается крайне мало, а о донных отложениях практически отсутствует (Ельчиногова и др., 2019; Пузанов и др., 2020). В высокогорных условиях для изучаемых районов Горного Алтая криогенез проявляет себя как ведущий процесс формирования почв и грунтов, а также как ведущий геохимический процесс преобразования горных пород (Конищев и др., 2006). Криогенные процессы связаны с фазовыми переходами воды в приповерхностных мерзлых породах (солифлюкция, десерпция (курумы), термокарст, пучение, морозобойное растрескивание, термоэрозия, наледи), образованием и разрушением кристаллогидратов солей; миграцией газов и флюидов, изменение их состава, свойств, строения, состояния и распределения в литосфере (Романовский, 1993). Все исследователи отмечают, что при вымораживании воды происходит увеличение ее минерализации, причем оно имеет ступенчатый характер, обусловленный неодинаковой величиной растворимости солей, различной скоростью ее понижения и различной начальной концентрацией растворенных веществ (Иванов, 1983; Конищев и др., 2005; Андрейчук и др., 2013; Ганюшкин и др., 2017; Фотиев, 2020 и др.). Изменение минерализации воды в процессе роста ледяного покрова в значительной степени зависит от глубины водоемов (Иванов, 1983; Фотиев, 2020 и др.). От мощности ледяного покрова зависит степень криогенного концентрирования. При таянии льда значительная часть новообразованных карбонатов и сульфатов не переходит в жидкую фазу и поэтому минерализация талой воды всегда меньше минерализации воды до кристаллизации, т.е. происходит ее криогенное опреснение (Конищев и др., 2005; Андрейчук и др., 2013; Фотиев, 2020 и др.). Важно отметить, что именно в малых озерах (<1 км<sup>2</sup>) преобладает спокойный режим осадконакопления, который обеспечивается равномерной морфометрией дна и береговой линии и отсутствием фракционирования частиц по мере удаления от берега. В силу небольших глубин наблюдается полное ветровое перемешивание.

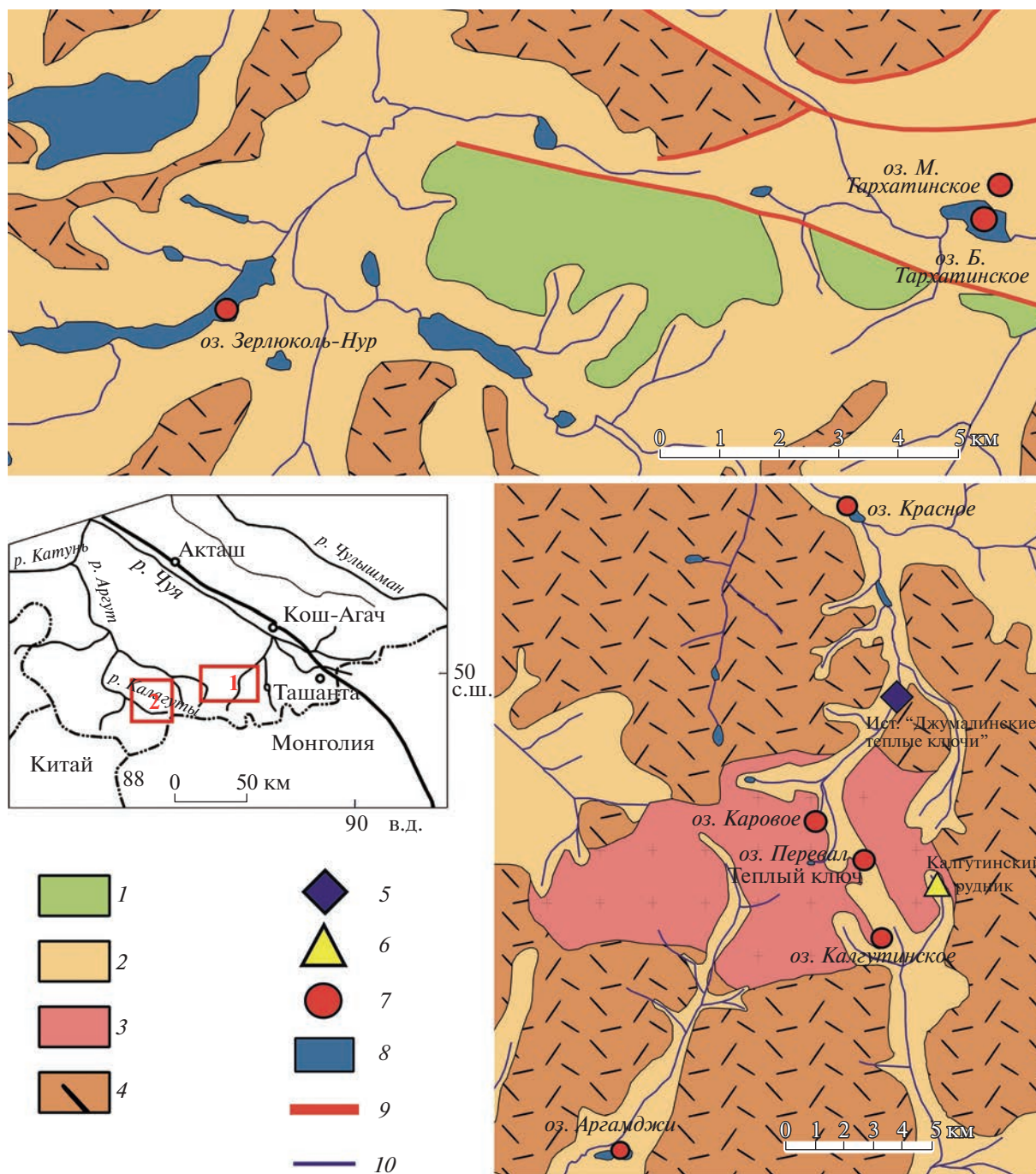
На плоскогорье Укок горные породы представлены разновозрастными отложениями палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр. Отложения четвертичного периода представлены всеми генетическими типами ледниковых, водно-ледниковых, склоновых, аллювиальных, озерно-аллювиальных, ледниково-озерных и болотных осадков. Большие площади на плоскогорье Укок занимают изверженные породы. В геохимическом плане изучаемые озера (перевал Теплый ключ, Каровое, Калгутинское, Аргамджи) находятся в пределах Калгутинской рудно-магматической системы. Калгутинский медно-редкометалльно-молибден-вольфрамовый рудный узел приурочен к одноименной крупной вулканотектонической структуре, сложенной терригенно-вулканогенными покровными и субвулканическими образованиями трахиандезит дацитриолитового аксайского комплекса (Анникова и др., 2004; Поцелуев и др., 2006; Соколова и др., 2011; Федак и др., 2011 и др.) (рис. 1). С гранитоидными массивами связана водоносная зона трещиноватости. Выходы на поверхность термальных вод известны в верховьях р. Жумалы, в бассейне р. Джасатер. Воды Джумалинского геотермального источника “Джумалинские теплые ключи” выходят на южном склоне Северо-Чуйского хребта (абс. отметка 2320 м) в долине р. Жумалы (приток р. Джазатор, бассейн р. Аргут) из тектонически нарушенных риолитов нижнего девона, детальная информация об этом источнике опубликована в статьях (Федак и др., 2011; Паничев и др., 2022). Водное питание в зоне осуществляется за счет атмосферных осадков и талых вод. Подземные воды (10–15 л/с), проходя через толщу многолетнемерзлых ледниковых отложений, имеют на выходе температуру +19.8°C и гидрокарбонатно-натриевый состав. Концентрация ряда металлов (литий, бериллий, бор, молибден, мышьяк, сурьма, вольфрам, свинец, уран) в водах источника превышает от десятков до тысяч раз их содержания в водах местных рек (Федак и др., 2011; Паничев и др., 2022).

Самым высокогорным является озеро на перевале *Теплый ключ*, котловина которого находится среди порфировидных биотитовых гранитов и мелкозернистых лейкогранитов, калгутитов (табл. 1). Озеро *Калгутинское* располагается в пойме р. Калгуты в пределах юго-западного Калгутинского рудного поля. Озеро *Каровое* расположено в каре, в пределах Джумалинского штока. Озеро *Аргамджи* находится в пойме р. Аргамджи в 1 км от ее устья, исток данной реки расположен в пределах Аргамджинского штока. Озеро *Красное* располагается в пойме р. Жумалы (исток которой располагается в пределах Джумалинского штока) среди девонских вулканогенно-осадочных отложений. Озера *Б. и М. Тархатинские* находятся в Тархатинской котловине. Во время последнего

оледенения она представляла собой ледоем (Русанов, 2005). В конце позднего неоплейстоцена в центре котловины образовалось одноименное моренно-подпрудное субшироотно ориентированное озеро (Тархатинское). В настоящее время уровень воды оз. Б. Тархатинское находится на абс. отметке 2326 м. С востока оно ограничено широким моренным валом, состоящим из скопления перлювиальных валунов и глыб, вымытых из морены. При максимальном уровне озера сток из него происходил к северу от дороги КошАгач – Джазатор, где до сих пор сохранилось реликтовое озерко (М. Тархатинское) (Русанов, 2005). Кроме моренных и озерных отложений в депрессиях оз. Б. и М. Тархатинское и оз. *Зерлюколь-Нур* выходят девонские вулканогенно-осадочные отложения: кислые и основные эффузивы, их туфы, прослои песчаников, известняков.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

*Полевые исследования.* Для детального изучения геохимического и минерального состава озерных отложений выполнен отбор кернового материала в 8 высокогорных (выше 2300 м. над у. м.) озер Укокского плоскогорья (озера Б. и М. Тархатинское, Зерлюколь-Нур, Красное, перевал Теплый ключ, Каровое, Калгутинское, Аргамджи), получено 12 кернов донных осадков (рис. 1). Площадь озер не превышает 1 км<sup>2</sup> (табл. 1). Отбор водных проб производился по стандартным методикам (ГОСТ 31861, 2012). Первичные полевые измерения физико-химических и гидрологических показателей, отбор проб воды и донного осадка (цилиндрическим пробоотборником с вакуумным затвором конструкции НПО “Тайфун” (диаметр 82 мм, длина 50 см)) проведены на озере с ПВХ-лодки “Stormline Adventure”. Переменные параметры pH, Eh, взвешенное вещество (ВВ) определяли с помощью портативного анализатора жидкости серии “АНИОН-7000”, Россия; кондуктометрическим методом определяли удельную электропроводность и общую минерализацию воды; O<sub>2</sub>-методом определения биохимического потребления кислорода за пять суток (БПК<sub>5</sub>). Определение БПК<sub>5</sub> проводилось в первоначальной пробе по разности между содержанием кислорода до и после инкубации в течение пяти суток без доступа кислорода и света (измерение производили сотрудники ИВЭП СО РАН). Отобрано 119 проб поверхностной озерной воды, 141 проба донных осадков, 11 проб биоты; 7 проб талой (снеговой) воды и 4 дождевой воды отобраны в марте 2020 г. и августе 2019 г. соответственно. КERN донных отложений опробован с шагом 3 см на глубину до 120 см. Перед выбором места опробования проведены предварительные исследования основных характеристик рельефа дна озер с использованием эхолота Garmin ECOMAP Plus 62CV. С при-



**Рис. 1.** Геологическая карта района исследований с вынесенными точками пробоотбора озер по данным (Геологическая ..., 2009; Карта четвертичных ..., 2009).

1 – нижнесилурийские песчаники, сланцы, известняки; 2 – четвертичные ледниковые отложения; 3 – граниты Калгутинского массива; 4 – девонские кислые и основные эффузивы, их туфы, прослои песчаников, известняков; 5 – источник “Джумалинские теплые ключи”; 6 – рудник; 7 – объекты исследования; 8 – озера; 9 – четвертичные разрывные нарушения; 10 – реки.

**Fig. 1.** Geological map of the research area with the sampling points of lakes according to the data (Geological ..., 2009; Map of Quaternary ..., 2009).

1 – Lower Silurian sandstones, shales, limestones; 2 – Quaternary glacial deposits; 3 – Granites of the Kalgutinsky massif; 4 – Devonian acidic and basic effusions, their tuffs, interlayers of sandstones, limestones; 5 – Ist. Jumalinsky; 6 – mine; 7 – objects of research; 8 – lakes; 9 – Neogene-quaternary discontinuities; 10 – rivers.

**Таблица 1.** Общая информация об исследованных озерах и отборе проб  
**Table 1.** General information about the lakes studied and sampling

Озеро	Координаты		S, га	Глубина озера, м	Высота над у. м., м	Глубина отбора проб, м	Год отбора	Зольность донного осадка
	с.ш.	в.д.						
Б. Тархатинское	49.571361	88.384136	50.5	6	2320	4	2011	65
						6	2019	63
М. Тархатинское	49.575882	88.387999	4.6	2	2325	2	2011	50
						1.5	2019	54
Зерлюколь-Нур	49.553670	88.192046	154	3.2	2312	2.8	2019	66
						1.5	2019	69
Красное	49.514795	88.031348	22.3	1.5	2374	1.3	2019	82
Теплый ключ	49.406783	88.037772	3.1	3.8	2900	3.8	2011	84
						3.6	2019	88
Каровое	49.419607	88.013568	2.2	1.7	2800	1.5	2011	94
Калгутинское	49.383795	88.045843	1.8	4.5	2700	4.2	2011	64
						3.0	2011	58
Аргамджи	49.317372	87.925166	9.1	1.5	2376	1.5	2019	47
						1.0	2019	56

бойной береговой линии озер отобраны 8 проб песка. Отобраны 2 пробы речной воды в реках Джасатор, Жумала и 2 пробы воды источников “Джумалинские теплые ключи”.

Отбор проб почвы проводился в соответствии с генетическими горизонтами на 12 разрезах (64 образца) методом трансект-катен. В почвах выделены следующие горизонты: Ag – гумусовый горизонт, образовавшийся в результате гумификации растительных остатков; A – гумусово-аккумулятивный горизонт; ниже B – иллювиальный горизонт и почвообразующий C (Герасимова и др., 2013). Образцы почв по генетическим горизонтам берут из разрезов, заложенных в наиболее информативных местах, и так, чтобы данная почва была типична для максимальной части исследуемой территории. Все пробы почв высушивались и взвешивались.

*Аналитические исследования.* Определение химического состава образцов воды, почв, горных пород, донных осадков выполнены в ИГМ СО РАН и ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск и Госатомнадзоре. Донный осадок непосредственно после отбора взвешивался и далее высушивался до воздушно-сухого состояния в лабораторных условиях (либо в помещении при комнатной температуре для дальнейшего определения содержания ртути, либо в сушильном шкафу (LOIP LF 240/300-VS1, Россия с базовым модулем управления TS87B) при T = 50°C для определения макро- и микроэлементов), тщательно перемешивался и заново взвешивался, затем анализировался из навески стандартного

объема. Изучение зольности донных отложений, почв проводили путем прокаливания 50 г образца при 550°C (Аналитические..., 2017). Зольностью называют процентное содержание золы в отношении к сухому веществу.

Для определения макрокатионов (натрия, калия, кальция, магния) и макроанионов (хлорида, сульфата, нитрита, нитрата, фторида, фосфата) в воде применяли метод капиллярного электрофореза с косвенным фотометрическим детектированием на длине волны 252 нм на фоне электрофоретических буферов, содержащих бензимидазол (определение катионов) и бихромат-ион (определение анионов). Определение гидрокарбонат-ионов проводили титриметрическим методом. Микроэлементы определяли методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии в вариантах пламенной и электротермической атомизации (Hitachi 8000, Япония; Perkin Elmer Zeeman 3030 – HGA 600). Минерализацию оценивали расчетным путем как сумму содержания неорганических веществ в растворе. При анализе ионного состава использовали методы ионной хроматографии (концентрация ионов аммония, натрия, калия, фторидов, хлоридов, нитратов и сульфатов), кислотно-основного титрования (общая  $Alk$  и карбонатная  $Alk_{карб}$  щелочность), комплекснометрического титрования (сумма кальция и магния), pH-метрии (pH) и кондуктометрии (удельная электропроводность  $\chi$ ).

Макро- (Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, P) и микро-элементный состав (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Ni, Co, V, Hg, Be, Ba, Sr, Li, Th, U, Rb, Cs, Hf, Ta,

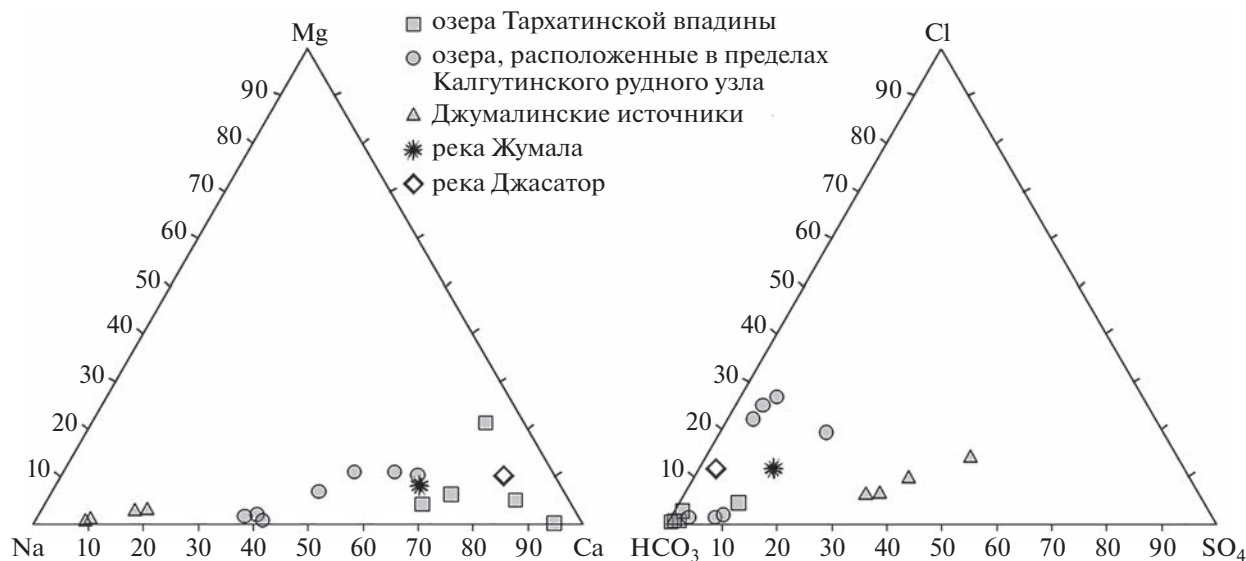


Рис. 2. Диаграммы катионного и анионного состава вод изученных озер.

Fig. 2. Diagrams of the cationic and anionic composition of the waters of the studied lakes.

TR+Y) проб донных отложений, почв, горных пород определялся атомно-абсорбционным методом с использованием пламенных и электро-термических методов атомизации (Solaar M6, Thermo Electron Corporation) и ИСП-МС. Минеральный состав исследовался с помощью рентгеноструктурного анализа на рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA. Изучение морфологии, фазового и химического состава проб проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN. Детальное описание методов приведено в ранее опубликованных авторами статьях (Страховенко и др., 2014; Таран и др., 2018). Точность и воспроизводимость анализов определялись с использованием стандартных образцов и повторным определением отдельных проб.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Воды озер.** В исследованных озерах формируются пресные (от 9 до 283 мг/л) гидрокарбонатные воды с вариациями катионного состава Ca—Na (рис. 2). В катионном составе вод озер Тархатинской котловины Ca значительно преобладает над Na, а в водах озер Калгутинской котловины количество Ca—Na сопоставимо, за исключением оз. Аргамджи (табл. 2). Воды озера Аргамджи сходны с составом вод источников “Джумалинские теплые ключи”: воды гидрокарбонатно-натриевые с повышенным содержанием серы. В составе снеготалых вод основными катионами являются Ca и Na, как в Тархатинской, так и в Калгутинской котловинах. Воды озер щелочные — (pH от 7.3 до 9.4), показатель Eh воды всех озер

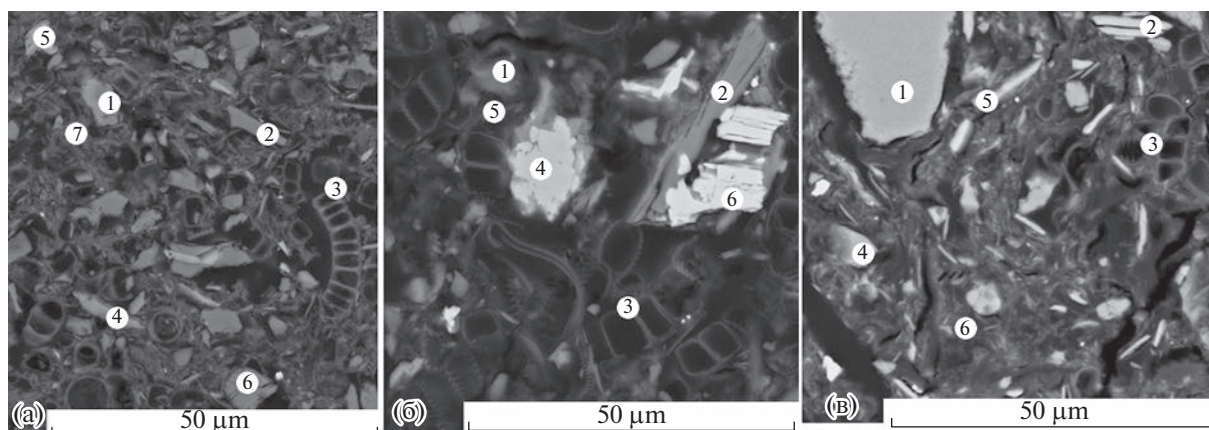
положительный, высокий, при этом содержание растворенного в воде  $O_2$  варьирует от 6.1 мг/л до 6.8 мг/л (Зарубина, Феттер, 2022). В водах изученных озер концентрации большей части изученных микроэлементов имеют тот же порядок величин, что в реках мира, о чем можно судить по сводке, сопоставив наши данные с данными, из статьи А.В. Савенко и соавт. (2020), за исключением ряда элементов (табл. 2). Для озер, расположенных в пределах Калгутинской рудно-магматической системы, выявлены повышенные концентрации Zn, Th, Mo, Be, F, Cu, Si (в оз. Аргамджи еще и U, Li) и значительно более низкие концентрации для Y и TR, Rb, Sr, Al, Mg, Ni, Cr относительно их содержаний в реках мира. Для озер, расположенных в Тархатинской котловине, установлены более высокие концентрации Zn, Fe, Mn, Ba, Th, TR и обеднение Al, Mo, Rb, Ni, Cr, Rb.

**Почвы, горные породы.** Почвы водосборных территорий изученных озер обеих котловин, горные породы, пески с береговой зоны озер обогащены Li, Sb, U и обеднены Ca, Sr, Ba, Pb, Hg (табл. 3). Только почвы характеризуются еще повышенными содержаниями Cd, а почвообразующий субстрат и пески обеднены Cu, Zn относительно их содержаний в почвах мира или верхней континентальной коры, составы которых для сравнения приведены в табл. 3. Почвы водосборных территорий озер, расположенных в Калгутинской котловине, почвообразующие породы, пески с береговой зоны обогащены Th, Be, Mo, K, Na и обеднены Fe, Mg, Al, V, а почвы водосборных территорий озер из Тархатинской котловины обогащены Fe, Mn, Ni, Co, Cr. Все остальные изученные элементы имеют тот же порядок величин,

Таблица 2. Химический состав вод озер и р. Жумалы (мкг/л) в сопоставлении с литературными данными  
Table 2. Chemical composition of the waters of lakes and the Zhumala River (mcg/l) in comparison with the literature data

Химический состав	Оз. Б. Тархатинское	Оз. М. Тархатинское	Снет с Тархатинских озер	Оз. Зерноколь-Нур	Оз. Красное	Оз. Теплый ключ	Оз. Каровое	Оз. Калутинское	Снет с Калутинского рудника	Оз. Артамджи	Источник “Джумалинские теплые ключи” по (Паничев и др., 2022)	Р. Жумала	Реки мира по (Савенко и др., 2022)
Li	1.9	61	1	0.9	1.1	2.3	13	1.8	0.8	90	356	1.8	1.8
F	115	110	0.14	120	310	325	280	300	310	740	7	2430	100
Al	6	20	251	9	11	23	9	4	16	9	11	23	32
Mn	52	63	12	16	64	28	6	12	13	76	0	7	34
Fe	51	454	449	16	64	138	37	137	10	76	6	66	66
Cu	1.20	6.35	2.74	1.00	3.00	3.10	2.00	2.50	67	1.00	0.57	2.80	1.5
Zn	2.3	6.4	28.3	1.0	8.7	7.6	1.3	1.7	23	7.9	0.8	1.0	0.6
Sr	64	58	2	91	37	17	5	8	1	110	40	12	60
Ba	56	54	<2	11	5	18	3.9	5.5	4.0	45	0.5	5.9	23
Mo	1.0	1.0	н.о.	1.0	1.0	1.9	1.0	3.6	2.2	7	29	30	0.4
U	0.20	0.45	н.о.	0.20	0.40	0.40	0.3	0.3	0.6	11.6	3.5	0.3	0.40
Th	0.00	0.59	н.о.	0.17	0.42	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	12	0.02	н.о.	0.04
Rb	0.40	0.14	н.о.	0.48	0.48	0.82	н.о.	н.о.	н.о.	0.5	7.3	н.о.	1.60
Zr	0.09	0.05	н.о.	0.02	0.07	0.04	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.14	н.о.	0.04
Cs	0.00	н.о.	н.о.	0.01	0.15	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	15	н.о.	0.01
Pb	0.05	н.о.	1.50	н.о.	0.01	0.01	1.00	1.00	1.00	н.о.	3.74	1.00	0.08
Cd	5.8	н.о.	<1	н.о.		26.0	0.1	0.1	5.57	0.50	0.02	7.85	0.1
Co	0.03	1.00	<1	<1	<1	0.05	1.00	1.00	1.00	1.00	0.02	1.00	0.15
Ni	0.48	1.00	<5	<1	<1	0.44	1.00	1.00	1.00	1.00	0.20	1.00	0.80
Cr	0.00	10	<50	<10	<10	10	1.00	1.00	1.00	10	0.56	1.00	0.7
ΣTR	0.06	4.30	н.о.	0.47	1.12	0.76	н.о.	н.о.	н.о.	3.79	0.04	н.о.	0.78

Примечание: н.о. – не определялся.



**Рис. 3.** Микрофотографии, выполненные с использованием СЭМ, донных отложений озер Теплый ключ (а), Зерлюколь-Нур (б) и М. Тархатинское (в).

(а) – зольность осадка 90% (1 – зерно кварца, 2 – пластинка мусковита, 3 – скелеты и обломки панцирей диатомовых, 4 – крупный агрегат хлорита ( $Mg \geq Fe$ ), 5 – зерно альбита, 6 – зерно кпш, 7 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ )); (б) – зольность осадка 56% (1 – зерно кварца, 2 – пластинка мусковита, 3 – скелеты и обломки панцирей диатомовых, 4 – крупный агрегат рутила, 5 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ ), 6 – крупные зерна титанита); (в) – зольность осадка 60% (1 – зерно кварца, 2 – пластинка мусковита, 3 – скелеты и обломки панцирей диатомовых, 4 – зерно альбита, 5 – чешуйчатый агрегат хлорита ( $Mg \geq Fe$ ), 6 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ )).

**Fig. 3.** Micrographs made using SEM, bottom sediments of lakes Teply Klyuch (a), Zerlyukol-Nur (б) and M. Tarkhatinskoe (в). (a) – ash sediment 90% (1 – quartz grain, 2 – muscovite plate, 3 – skeletons and fragments of diatom shells, 4 – large chlorite aggregate ( $Mg \geq Fe$ ), 5 – albite grain, 6 – potassium feldspar grain, 7 – micro-scale illite aggregate ( $Mg \ll Fe$ )); (б) – 56% ash sediment (1 – quartz grain, 2 – muscovite plate, 3 – skeletons and fragments of diatom shells, 4 – large aggregate of rutile, 5 – micro-scale aggregate of illite ( $Mg \ll Fe$ ), 6 – large grains of titanite); (в) – ash sediment 60% (1 – quartz grain, 2 – muscovite plate, 3 – skeletons and fragments of diatom shells, 4 – albite grain, 5 – chlorite scale aggregate ( $Mg \geq Fe$ ), 6 – micro-scale illite aggregate ( $Mg \ll Fe$ )).

что и почвы мира или верхней континентальной коры (Ярошевский, 2004; Wedepohl, 1995).

**Донные отложения.** Донные отложения изученных озер представлены зеленовато-серыми органоминеральными илами, алевропелитовой размерности, с гомогенизированной массивной или орехово-скорлуповатой текстурой, за исключением донных отложений озер Каровое и Калгутинское, в составе которых больше половины осадка сложены крупной галькой и песком, состоящих из обломков гранитов. Основными компонентами донных осадков озер являются минералы терригенной фракции, многочисленные диатомовые водоросли и иногда аутигенные минералы (оз. Аргамджи). Зольность донного осадка от озера к озеру сильно варьирует от 50 до 95% (табл. 1). В донных отложениях озер (Аргамджи, Красное, Б. и М. Тархатинское и Зерлюколь-Нур) с низкой зольностью на дифрактограммах наблюдается ярко выраженное большое гало с максимумом в области  $20^\circ$  ( $2\theta$   $CuK_\alpha$ ). Интенсивность гало коррелирует с концентрацией диатомовых створок (аморфного кремнезема). При детальном изучении текстурно-структурных особенностей осадка, морфологических особенностей минералов, химического состава на уровне отдельных зерен, сростков выявлен приблизительно одинаковый спектр минералов донного осадка разных озер.

Основные минералы обломочной фракции представлены слабо окатанными или остроугольными зернами, агрегатами зерен минералов: кварц, полевые шпаты (альбит, олигоклаз, микроклин), слюды (мусковит, биотит, иллиты), хлорит при разном соотношении содержаний данных минералов от озера к озеру (рис. 3). Среди крупных обломков пород резко преобладают граниты, в составе которых к перечисленным минералам добавляются роговая обманка, эпидот и акцессорные минералы – магнетит, рутил, апатит, титанит, ильменит, циркон и др.

Аутигенные агрегаты в донных отложениях всех озер сформированы из аморфного кремнезема диатомовых скелетов, фрамбоэдров и отдельных кристаллов пирита (рис. 4, (а, в)), что указывает на восстановительные условия осадкообразования. Донные отложения озера Аргамджи на 30% представлены конкрециями гипса радиально-лучистого строения с сильной кавернозностью, обусловленной футлярным строением пластинок (рис. 4, (б)). Аналогичные конкреции гипса встречаются в донных отложениях оз. М. Тархатинское, но в значительно меньшем количестве и меньших размеров (рис. 4, (в)). В центральной части конкреций – пустота, заполненная иногда зернами кальцита, иногда створки диатомей в срастании с мелкими кристалликами пирита или тонкоче-

**Таблица 3.** Химический состав компонентов озерных систем в сопоставлении с литературными данными  
**Table 3.** Chemical composition of components of lake systems in comparison with the literature data

Компо- ненты	Химический состав											
	Na	Mg	Al	K	Ca	Fe	Mn	Sr	Ba	Li	Be	V
	г/г											
Оз. Б. Тархатинское												
ДО	0.9 ± 0.2	1.3 ± 0.2	7.2 ± 1.3	2.1 ± 0.7	1.8 ± 0.4	2.9 ± 0.9	647 ± 249	150 ± 45	680 ± 135	36 ± 7	2.6 ± 0.8	99 ± 28
По	1.3 ± 0.3	1.4 ± 0.7	6.2 ± 1.8	1.8 ± 0.4	0.9 ± 0.4	3.8 ± 0.7	950 ± 285	87 ± 26	380 ± 89	32 ± 8	1.4 ± 0.4	89 ± 21
Пе	1.3	1.4	6.4	1.8	0.5	3.7	810	88	310	35	1.4	72
ПС	1.0 ± 0.0	1.1 ± 0.0	6.0 ± 0.2	1.6 ± 0.0	0.7 ± 0.2	3.8 ± 0.48	1400 ± 319	93 ± 23	390 ± 72	31 ± 12	1.4 ± 0.5	88 ± 27
Оз. М. Тархатинское												
ДО	0.4 ± 0.0	0.9 ± 0.2	5.7 ± 0.4	2.0 ± 0.5	0.2 ± 0.0	2.3 ± 0.8	242 ± 98	126 ± 88	603 ± 145	24 ± 8	2.6 ± 0.7	72 ± 13
По	0.4 ± 0.0	0.5 ± 0.2	5.2 ± 1.0	1.8 ± 0.3	0.1 ± 0.2	2.2 ± 0.9	234 ± 67	111 ± 61	457 ± 153	21 ± 9	2.5 ± 0.4	67 ± 30
Пе	0.2	0.2	5.5	1.9	0.1	1.8	199	78	478	19	2.3	59
ПС	1.4 ± 0.0	0.4 ± 0.0	5.1 ± 0.2	1.8 ± 0.2	0.2 ± 0.3	1.7 ± 0.26	278 ± 126	64 ± 12	365 ± 117	15 ± 6	2.1 ± 0.5	59 ± 31
Оз. Зерлоколь-Нур												
ДО	0.7 ± 0.2	1.3 ± 0.3	6.8 ± 1.6	1.8 ± 0.4	0.7 ± 0.1	3 ± 0.6	732 ± 216	65 ± 4	658 ± 412	22 ± 5	1.2 ± 0.3	91 ± 25
По	1.1	1.5	7	1.8	0.8	4.2	790	78	390	25	1.4	97
ПС	1.3	1.6	7.2	1.8	0.3	4.1	780	60	350	28	1.1	120
ВБ	0.5	0.5 ± 0.2	1 ± 1.08	1.2 ± 0.6	1.7 ± 0.5	1.1 ± 1.1	3928 ± 423	66 ± 18	58 ± 19	3 ± 3.3	0.3 ± 0.3	21 ± 18
Оз. Красное												
ДО	0.7 ± 0.1	0.8 ± 0.1	6 ± 0.7	1.6 ± 0.1	0.6 ± 0.1	2.7 ± 0.3	320 ± 20	52 ± 4	410 ± 29	51 ± 1	5 ± 0.3	74 ± 16
По	1.3 ± 0.3	0.5 ± 0.2	6.4 ± 1.1	3.3 ± 0.8	0.3 ± 0.1	1.9 ± 0.55	275 ± 97	57 ± 6	370 ± 99	27 ± 8	2.3 ± 0.4	37 ± 11
ПС	0.2	3.3	7.1	2.3	0.18	3.8	220	29	450	30	1	99
ВБ	0.1	0.05	0.05	0.002	0.27	0.2	110	10	38	0.4	0.011	< 1
Оз. Теплый ключ												
ДО	1.5 ± 0.3	0.6 ± 0.2	6.3 ± 0.6	2.6 ± 1.0	0.8 ± 0.3	2.2 ± 0.76	487 ± 343	74 ± 14	307 ± 96	145 ± 17	13 ± 2.8	59 ± 18
По	1.4 ± 0.3	0.6 ± 0.2	6 ± 1.05	2.8 ± 0.6	0.5 ± 0.2	2.2 ± 0.9	568 ± 237	71 ± 6	333 ± 75	89 ± 28	7.5 ± 3.4	57 ± 21
Пе	1.9	0.1	4.5	3	0.4	0.8	280	65	130	67	7.3	10
ПС	2.4 ± 0.0	0.3 ± 0.0	5.8 ± 0.2	3.8 ± 0.2	0.4 ± 0.3	1.3 ± 0.28	420 ± 113	62 ± 9	265 ± 7	111 ± 42	12.8 ± 4.5	36 ± 12
ВБ	0.5	0.3	2.6	0.6	0.8	3.4	7500	44	150	52	9.6	33

Таблица 3. Продолжение

Оз. Каровое													
ДО	2.4 ± 0.1	0.2 ± 0.0	5.7 ± 0.4	3.8 ± 0.3	0.4 ± 0.0	0.9 ± 0.1	336 ± 22	43 ± 10	179 ± 35	106 ± 6	12.6 ± 2	16 ± 5	
По	1.7 ± 0.3	0.5 ± 0.1	6.2 ± 2.3	2.8 ± 0.3	0.5 ± 0.1	1.7 ± 0.2	831 ± 600	53 ± 12	189 ± 75	111 ± 33	11.3 ± 3.7	46 ± 12	
Пе	3.3 ± 0.2	0.1 ± 0.0	5.9 ± 0.4	2.6 ± 0.7	0.4 ± 0.1	0.4 ± 0.2	329 ± 353	7 ± 7	19 ± 14	65 ± 64	34 ± 29.6	21	
ПС	2.5 ± 0.2	0.1 ± 0.0	3.9 ± 2.0	3.5 ± 0.0	0.3 ± 0.1	0.8 ± 0.0	431 ± 78	29 ± 6	64 ± 23	128 ± 12	9.5 ± 5	13 ± 4	
Оз. Калугинское													
ДО	1.9 ± 0.1	0.5 ± 0.0	6.2 ± 0.4	3.1 ± 0.2	0.6 ± 0.1	1.7 ± 0.08	254 ± 23	67 ± 25	369 ± 178	102 ± 8	8.2 ± 0.9	57 ± 7	
По	1.5 ± 0.4	0.5 ± 0.3	6.1 ± 1.1	2.8 ± 1.0	0.5 ± 0.2	2.0 ± 1.0	550 ± 272	75 ± 10	323 ± 78	86 ± 16	8 ± 3	46 ± 25	
Пе	2.4	0.1	4.9	4.9	0.4	0.8	228	77	389	66	5.5	18	
ПС	2.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1	5.6 ± 0.6	3.8 ± 0.1	0.7 ± 0.1	1.6 ± 0.3	490 ± 37	73 ± 16	324 ± 146	113 ± 24	6.6 ± 2.8	26 ± 9	
Оз. Аргамджи													
ДО	0.5 ± 0.2	0.6 ± 0.1	4.9 ± 1.4	1.2 ± 0.3	1.3 ± 0.2	2.8 ± 0.6	160 ± 33	66 ± 6	49 ± 25	34 ± 11	2.8 ± 1.6	61 ± 26	
По	1.2 ± 0.1	0.5 ± 0.1	5.1 ± 1.3	2.4 ± 0.5	0.4 ± 0.1	2.1 ± 0.4	720 ± 133	65 ± 6	350 ± 125	23 ± 9	2.0 ± 0.6	37 ± 11	
Пе	1.5	0.3	4.8	0.5	0.3	1.4	180	62	320	24	3.1	20	
ПС	1.3 ± 0.1	0.4 ± 0.1	5.1 ± 1.3	2.5 ± 0.6	0.3 ± 0.1	1.9 ± 0.32	270 ± 52	58 ± 4	300 ± 79	24 ± 9	2.5 ± 0.9	32 ± 10	
ВБ	0.7	0.2	1.6	0.7	1.7	1.4	294	104	81	9.3	1	16	
ГКМ	2.7	0.3	6.3	3.3	0.4	0.8	470	32	85	890	38.8	19	
ВКК*	2.6	1.3	7.7	2.8	3	3.1	527	316	668	22	3	53	
ПК**	0.6	0.6	7.1	1.4	1.4	3.8	500	220	500	30	1.5	90	
ПУ***	1.1	1.3	3.5	2.0	0.8	2.8	650					69	
Компо- ненты	Химический состав												
	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Sb	Hg	Pb	Th	U	Mo	
	г/г												
Оз. Б. Тархатинское													
ДО	123 ± 47	18 ± 5	75 ± 27	107 ± 60	62 ± 19	0.14 ± 0.08	3.6 ± 0.2	0.02 ± 0.02	12 ± 7	7.9 ± 2.1	5.5 ± 2.1	3.2 ± 0.3	
По	110 ± 29	17 ± 9	70 ± 36	25 ± 6	48 ± 10	0.10 ± 0.04	4.6 ± 0.4	0.02 ± 0.02	7 ± 2	4.9 ± 1.1	2.2 ± 0.7	0.2 ± 0.0	
Пе	100	16	65	6	33	0.02	3.6	0.01	2.6	4.2	1.6	0.1	
ПС	90 ± 12	16 ± 9	54 ± 21	27 ± 6	54 ± 17	0.01 ± 0.00	4.2 ± 0.5	0.01 ± 0.00	8 ± 2	8.5 ± 3.1	5.2 ± 2.3	5 ± 1.0	

Таблица 3. Продолжение

Оз. М. Тархагинское												
ДО	89 ± 33	13 ± 3	55 ± 21	233 ± 87	67 ± 23	0.34 ± 0.8	23 ± 6	0.02 ± 0.01	28 ± 9	10 ± 2.9	5.5 ± 3.1	3 ± 3
По	90 ± 28	11 ± 9	56 ± 23	67 ± 34	68 ± 18	0.17 ± 0.4	9.6 ± 3.5	0.02 ± 0.02	17 ± 7	9 ± 3.1	5.2 ± 1.9	2.2 ± 1
Пе	100	10	44	61	63	0.02	5.6	0.01	16	8.2	4.6	2.1
ПС	90 ± 19	11 ± 5	54 ± 17	57 ± 26	64 ± 33	0.01 ± 0.00	4.2 ± 3.5	0.01 ± 0.00	18 ± 8	8.5 ± 3.5	5.2 ± 3.3	2 ± 1.9
Оз. Зерлоколь-Нур												
ДО	150 ± 31	16. ± 3	7 ± 11	70 ± 6	76 ± 10	0.11 ± 0.02	3.6 ± 0.4	0.05 ± 0.02	12 ± 7	7.1 ± 1.1	4.9 ± 2	5.2 ± 0.43
По	120	17	82	26	63	0.05	3.8	0.04	7	5.8	2.2	2.7
ПС	130	17	77	23	57	0.03	3.9	0.02	10	6.3	2.1	1.1
ВБ	19 ± 21	4 ± 2.4	22 ± 11	14 ± 9	32 ± 4	0.10 ± 0.07	0.6 ± 0.3	0.04 ± 0.02	15 ± 9	2.6 ± 3.1	7 ± 5.3	2.1 ± 1.3
Оз. Красное												
ДО	82 ± 9	14 ± 2	57 ± 1	59 ± 20	93 ± 4	0.22 ± 0.03	1.9 ± 0.4	0.06 ± 0.01	12 ± 1	14 ± 2.2	11 ± 4	16 ± 6
По	25 ± 6	6.6 ± 1	12 ± 2	17 ± 4	13 ± 4	0.02 ± 0.00	3.1 ± 1.5	0.03 ± 0.01	4 ± 1	8 ± 0.4	4.6 ± 1.8	4.4 ± 1.5
ПС	120	14	64	3	40	0.003	6.5	0.01	2	8.3	2.4	1.4
ВБ	2	0.5	2	7	31	0.03	0.04	0.003	1	0.9	0.8	1.2
Оз. Теплый ключ												
ДО	61 ± 14	10 ± 4	31 ± 16	66 ± 37	75 ± 26	0.42 ± 0.3	1.4 ± 0.2	0.03 ± 0.01	24 ± 6	30.6 ± 6.7	14 ± 3.6	2.5 ± 0
По	52 ± 12	6.6 ± 3	19 ± 8	24 ± 10	57 ± 19	0.12 ± 0.11	1 ± 0.3	0.02 ± 0.01	19 ± 5	14.3 ± 2.5	7.4 ± 2.6	2.4 ± 0.53
Пе	13	1.8	4	8	15	0.01	0.9	0.02	12	14	5.1	1.2
ПС	25 ± 6	2.6 ± 1	8 ± 0.1	18 ± 4	26 ± 4	0.32 ± 0.42	0.8 ± 0.5	0.00 ± 0.00	12 ± 3	20 ± 0.04	7.8 ± 1.5	4.1
ВБ	24	20	15	38	65	0.77	0.5	0.07	16	35	12.3	2.1
Оз. Каровое												
ДО	36 ± 9	2. ± 0.6	9 ± 1	29 ± 6	22 ± 4	0.14 ± 0.01	0.8 ± 0.2	0.001 ± 0.001	7 ± 1	8.6 ± 0.9	10.2 ± 1.6	11 ± 0.86
По	45 ± 5	5. ± 1.4	15 ± 4	46 ± 44	42 ± 15	0.25 ± 0.25	1.3 ± 0.6	0.01 ± 0.01	10 ± 4	10 ± 2	9.9 ± 6.4	9.8 ± 2.74
Пе	29 ± 17		8 ± 2	6 ± 1	12 ± 6	0.02 ± 0.001	0.6 ± 0.1	0.001 ± 0.001	7 ± 0.1	0.8 ± 0.3	12 ± 2	2.3
ПС	22 ± 1	2. ± 0.4	4 ± 3	10 ± 3	17 ± 4	0.06 ± 0.02	0.5 ± 0.2	0.01 ± 0.001	3 ± 1	9.3 ± 0.03	12.7 ± 3.8	13.2
Оз. Калугинское												
ДО	43 ± 7	5 ± 0.4	18 ± 1	20 ± 2	33 ± 5	0.08 ± 0.01	1 ± 0.3	0.001 ± 0.001	11 ± 1	13.1 ± 0.5	6 ± 0.5	2.2 ± 0.26
По	48 ± 17	6. ± 4.1	19 ± 12	21 ± 13	61 ± 46	0.23 ± 0.37	1.1 ± 0.3	0.01 ± 0.01	16 ± 4	16.3 ± 5.3	6 ± 2	5.9 ± 1.12

Таблица 3. Окончание

Оз. Аргамджи												
Пе	14	1.8	3	6	12	0.06	1	0.01	10	11.2	8.8	2.9
ПС	27 ± 2	2. ± 2.1	8 ± 1	15 ± 1	30 ± 4	0.03 ± 0.01	0.8 ± 0.02	0.01 ± 0.001	12 ± 3	17.9 ± 0.001	4.5 ± 3.6	1.2 ± 0.07
ДО	66 ± 15	8. ± 1.6	39 ± 7	45 ± 21	54 ± 18	0.13 ± 0.02	3.1 ± 0.3	0.05 ± 0.01	7 ± 1	11.8 ± 2	106 ± 34	46 ± 20
По	45 ± 14	15 ± 4.9	9 ± 2	14 ± 5	18 ± 6	0.15 ± 0.07	3.1 ± 0.8	0.02 ± 0.01	7 ± 4	6.3 ± 2.3	3.5 ± 1.2	0.9 ± 0.1
Пе	25	4	10	5	12	0.03	3.0	0.00	6	7.0	2.9	0.5
ПС	27 ± 7	7 ± 3.1	14 ± 7	10 ± 3	3 ± 0.0	0.02 ± 0.00	2.7 ± 0.8	0.01 ± 0.00	5 ± 1	7.3 ± 2.3	1.8 ± 0.2	0.9 ± 0.02
ВБ	83	2.2	11	18	24	0.15	2.6	0.02	5	5	1.6	25
ГКМ	29	2.8	6	38	35	0.05	1.1	0.01	7	4.5	12.2	13.9
ВКК*	35	11.6	19	14	52	0.1	0.3	0.06	17	10.3	2.5	2.8
ПК**	60	9	20	23	60	0.16	0.9	0.1	20	6.5	1.5	2.0
ПУ***	62	12	42	28	51				12			2.3
<i>Примечание:</i> среднее арифметическое ± стандартное отклонение; ДО — донные отложения; По — почвы; Пе — песок; ПС — почвенный субстрат; ВБ — водная биота; ГКМ — граниты Калутинского массива; ВКК* — верхняя континентальная кора по (Weberohr, 1995); ПК** — почвы континентов по (Ярошевский, 1990); ПУ*** — поч.-грунты Укока по (Пузанов и др., 2020).												

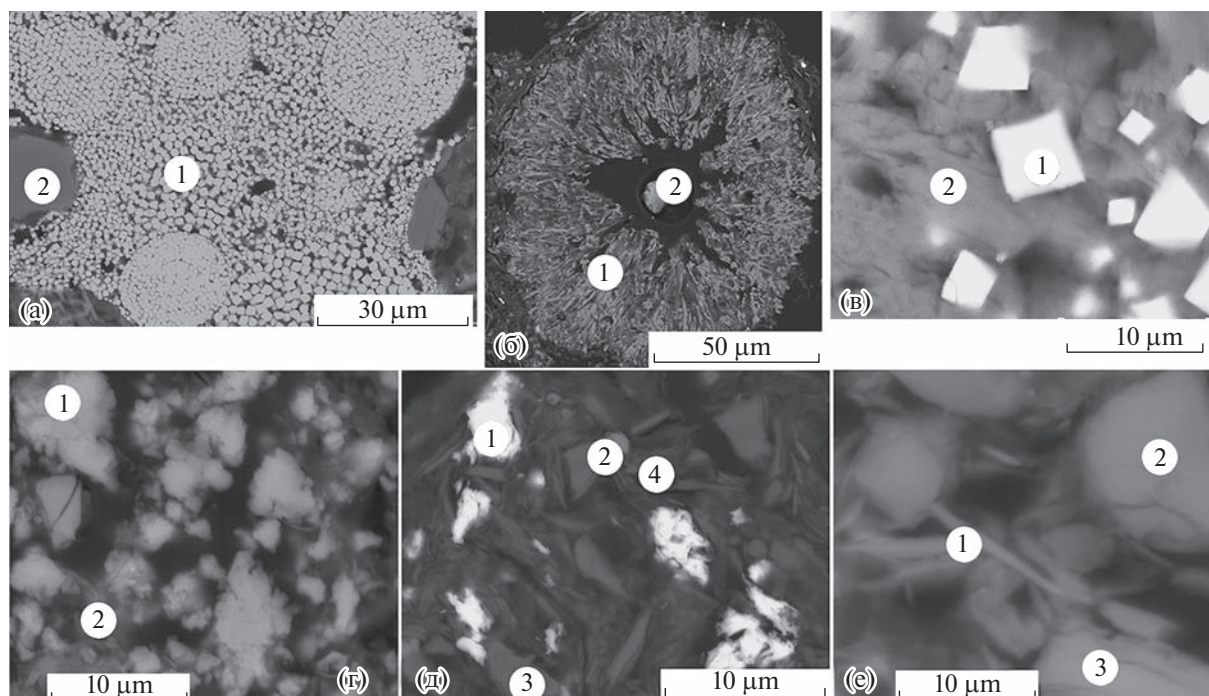
Примечание: среднее арифметическое ± стандартное отклонение; ДО — донные отложения; По — почвы; Пе — песок; ПС — почвенный субстрат; ВБ — водная биота; ГКМ — граниты Калгутинского массива; ВКК\* — верхняя континентальная кора по (Wederohl, 1995); ПК\*\* — почвы континентов по (Ярошевский, 1990); ПУ\*\*\* — почвы Укока по (Пузанов и др., 2020).

шуйчатого иллита. В донных отложениях оз. Зерлюколь-Нур и Б. Тархатинское присутствуют мелкие зерна и их срастания кальцита (рис. 4, (г)). Зерна кальцита имеют ромбоидальную форму с расщепленными или зазубренными краями размерами от 1 до 5 мкм. В донном осадке озер Красное, М. Тархатинское отмечаются отдельные удлиненные зерна и друзы барита (рис. 4, (д)). В донных отложениях всех изученных озер состав тонкошуйчатого иллита (размер около 1 до 2 мкм) (рис. 4, (е)) отличается от состава крупношуйчатых агрегатов хлорита, слюд (от 3 до 15 мкм) значительным преобладанием железа над магнием (соотношение Fe—Mg колеблется от величины 4—1 до 7—1) в его структуре (рис. 5).

В отличие от других компонентов озерной системы донные отложения всех изученных озер характеризуются повышенными содержаниями Be, Cu, озера Калгутинского массива Cd, K, Zn, а Тархатинской долины — Sb. В донных отложениях озер Аргамджи, Красное, Каровое, находящихся в поймах рек Аргамджи или Жумалы, источники которых расположены в W-Мо или Мо штоков, отмечаются повышенные концентрации Мо.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Повышенное содержание серы и натриевый состав термальных вод объясняются развитием гипергенного окисления и геохимической спецификой гранитов, дренируемых теплыми водами глубинного формирования (Федак и др., 2011; Паничев и др., 2022). Так как в почвообразующем субстрате на всей исследуемой территории резко преобладают полевые шпаты K-Na состава и много сульфидов, то при их дренировании воды некоторых озер приобретают содовый состав с повышенным содержанием сульфат-иона. Изменения ионного состава и значений концентрации большей части изученных микроэлементов в озерных водах, в целом, соответствуют процессам взаимодействия метеорной воды с почвами и горными породами водосборных территорий. Увеличение в ионном составе воды Na, S и ряда микроэлементов (Li, U, Th и др.) скорее всего связано с поступлением в озера Аргамджи, Красное, Теплый ключ подземных термальных вод, присутствующих на данной территории, так как именно термальные источники “Джумалинские теплые ключи” обогащены этим же набором элементов (рис. 2, табл. 2). В составе донных отложений исследуемых озер в основном доминируют минералы обломочного материала при разных соотношениях с аутигенными минералами (кальцит, гипс, пирит, иллит) и мортмассой растительных остатков (табл. 1). Основными минералами обломочного материала являются полевые шпаты, кварц, мусковит, хлорит, акцессорные (рутил, титанит, апатит, циркон, магнетит, ильменит) и их



**Рис. 4.** Микрофотографии, выполненные с использованием СЭМ, аутигенных образований донных отложений озер Красное (а), Аргамджи (б), М. Тархатинское (в), Зерлюколь-Нур (г), Красное (д) и Теплый ключ (е).

(а) – 1 – фрамбозы и кристаллики пирита, 2 – зерно кварца; (б) – 1 – конкреция гипса радиально-лучистого строения с центром, 2 – представленным кристаллом кальцита; (в) – 1 – футлярные мелкие кристаллы гипса с 2 – кристаллами пирита; (г) – 1 – зерна кальцита ромбоидальной формы с расщепленными краями, 2 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ ); (д) – 1 – удлиненные зерна и их агрегаты барита, 2 – зерно кварца, 3 – пластинка мусковита, 4 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ ); (е) – 1 – микрочешуйчатый агрегат иллита ( $Mg \ll Fe$ ), 2 – зерно кварца, 3 – таблитчатый кристалл КППШ.

**Fig. 4.** Micrographs made using SEM, authigenic formations of bottom sediments of lakes Krasnoe (a), Argamjji (b), M. Tarkhatinskoe (v), Zerlukol-Nur (r), Krasnoe (d) and Teply kluch (e).

(a) – 1 – frambosha and crystals of pyrite, 2 – quartz grain; (b) – 1 – concretion of gypsum of radially radiant structure with a center, 2 – represented by a calcite crystal; (v) – 1 – case small gypsum crystals with 2 – pyrite crystals; (r) – 1 – rhomboidal calcite grains with split edges, 2 – micro-scale illite aggregate ( $Mg \ll Fe$ ); (d) – 1 – elongated grains and their aggregates of barite, 2 – quartz grain, 3 – muscovite plate, 4 – micro-scale illite aggregate ( $Mg \ll Fe$ ); (e) – 1 – micro-scale illite aggregate ( $Mg \ll Fe$ ), 2 – quartz grain, 3 – tabular crystal potassium feldspar.

состав отвечает составу минералов горных пород площадей водосбора. Важным фактором проявления криогенного воздействия на горные породы является в основном усредненный гранулометрического состава минералов (алевритопелитовая размерность, слабо окатанная морфология зерен). Согласно данным Е.Ю. Зарубиной, Н.И. Ермолаевой и Г.В. Феттер все исследованные озера относятся к олиготрофным и продукционные процессы в озерах проходят интенсивнее деструкционных (Зарубина, Феттер, 2022 и др.) и поэтому в озерах Аргамджи, Теплый ключ, М. и Б. Тархатинское накапливается мортмасса растительных остатков. При образовании льда в озере происходит увеличение минерализации в подледной воде, особенно в мелководных озерах (до 2.5 м глубиной – Аргамджи, Красное, М. Тархатинское) и кристаллизацией аутигенных минералов из захваченной льдом части растворенных солей, а в основном из отжатой, остаточной воды, в резуль-

тате чего образуются кальцит, конкреции гипса, иногда даже кристаллики галита (рис. 4). При таянии льда значительная часть новообразованных карбонатов и сульфатов вместе с минералами обломочной фракции захораниваются в осадок, а с минерализацией вод происходит ее криогенное опреснение. При криогенезе формирование аутигенных минералов разного состава при промерзании зависит от исходного химического состава вод, глубины озера и высоты расположения котловины озера над уровнем моря (чем выше находится котловина, тем выше скорости изменения абсолютных значений температур). Сопоставление минеральных ассоциаций в кернах донных отложений озер показало, что минералы терригенной фракции имеют аналогичный состав, размерность, морфологию. Донные отложения озер друг от друга отличаются различным количеством мортмассы растительных остатков и разным набором аутигенных минералов. Именно



**Рис 5.** Диаграмма слюд в координатах Mg–Al–Fe с вынесенными составами слоистых алюмосиликатов донных отложений озер (ромб – мусковит, круг – иллит, ромб – хлорит) и составом биотитов (черный квадрат) и мусковит (серый ромб) Калгутинской рудно-магматической системы, Горный Алтай (Mo, W) по литературным данным (Анникова и др., 2004; Поцелуев и др., 2006; Соколова и др., 2011).

**Fig. 5.** Diagram of micas in Mg–Al–Fe coordinates with the compositions of layered aluminosilicates of bottom sediments of lakes (rhombus – muscovite, circle – illite, rhombus – chlorite) and the composition of biotites (black square) and muscovite (gray rhombus) of the Kalgutinsky ore-magmatic system, Gorny Altai (Mo, W) according to literature data (Annikova et al., 2004; Kissing et al., 2006; Sokolova et al., 2011).

совокупность всех трех факторов: гидрокарбонатно-натриевый состав воды с повышенным содержанием сульфат-иона, небольшая глубина (до 2 м) и высота расположения котловины (2400 м над у. м.) обусловили значительное преобладание гипса при наличии только одиночных зерен кальцита, расположенных в центре гипсовых конкреций в оз. Аргамджи (до 30% осадка сложено гипсом). В озерах М. Тархатинское и Красное, где величины валовой первичной продукции фитопланктона максимальны, выявлены значительные количества фрамбузального пирита (до 7% от общей массы илов) (рис. 4, (а)). Образование зерен кальцита в озерах Зерлюколь-Нур и Б. Тархатинское связано с их гидрокарбонатно-кальциевым составом вод при практически отсутствии сульфат ионов, небольшой глубиной (в оз. Б. Тархатинское, согласно данным эхолота, большая часть акватории мелководье) и высотой расположения котловин (2300 м над у. м.). Состав тонкошелушчатых агрегатов иллита в озерах изменяется в одних и тех же пределах и, как видно из диаграммы катионного состава (рис. 5), иллит образуется при деградации пластинчатых зерен мусковита, разрушение которых, по-видимому,

происходит в результате криогидратационного механизма выветривания. Многократное замерзание и оттаивание горных пород сопровождаются постепенным нарастанием расширяющихся микротрещин, в которые поступают новые порции воды, очередное замерзание которой сопровождается разрывом кристаллохимических связей, выносом калия, дроблением кристаллов и увеличением сорбционной поверхности. Поступая в озера, деградированные зерна слоистых минералов, согласно информации, приведенной в монографии В.А. Конищева в период промерзания водоема, совместно с аморфными агрегатами железа могут агрегировать, что и приводит к образованию железистых разновидностей иллита (Конищев, 2006).

В работе А.В. Пузанова и соавт. (2020) показано, что исходная неоднородность моренных и озерно-ледниковых отложений определяет разнообразие распределения элементов в почвах и их содержания в почвах плоскогорья Укок соответствуют их концентрациям в горно-тундровых почвах Алтая. Исключением являются почвы и почвообразующие породы, сформированные над Калгутинским рудным узлом (Пузанов и др., 2020). В объяснительной записке к геологической карте также указано, что при криогенном механогенезе в почвах и донных осадках накапливаются Be, Ag, P, Co, Sc, Zn, Li, Cu, Nb, а местная миграция направлена в сторону обогащения донных осадков Cu, Mo (Федак и др., 2011). Полученные нами данные по конкретным почвенным разрезам с водосборной площади отдельно взятого озера отличаются от озера к озеру, но изменяются в пределах дисперсии, указанной А.В. Пузановым для всех почв плоскогорья Укок (табл. 3), а выделенные нами ассоциации элементов обогащения или обеднения почв и донных осадков изученных озер сопоставимы с приведенным набором элементов в объяснительной записке. Слабая изученность химического состава поверхностных вод озер, и особенно донных отложений плоскогорья Укок, определяет проведения сравнительного анализа только с хорошо изученными горными породами водосборных площадей озер. Сопоставление геохимического состава донных отложений изученных озер с геохимическим составом верхней континентальной коры и горных пород Калгутинского массива (Анникова и др., 2004; Поцелуев и др., 2006; Соколова и др., 2011) показало, что они также, как и остальные компоненты озерных систем, обеднены Ca, Sr, Ba, Pb, Hg и, кроме этих элементов Na, и обогащены Li, Sb, U (табл. 3). При этом вариации значений обеднения и обогащения имеют тот же порядок величин, что и для горных пород Калгутинского массива. Повышенные содержания Be, Cu во всех донных отложениях, а также Cd, K, Zn в озерах Калгутинской впадины, возможно, связаны с вы-

сокими концентрациями этих элементов в водах озер, которые обогащаются ими за счет дренирования обломков пород рудных дайковых комплексов в моренных отложениях. Высокие абс. значения Мо в водах р. Жумалы и источника “Джумалинские теплые ключи” связаны с дренированием водами рыхлых моренных отложений мощностью до нескольких метров, представленными обломками гранитов Аргамджинского и Молибденового штоков, расположенных на территории верховий р. Жумалы. Донные отложения озер Аргамджи, Красное, Каровое, находящихся в поймах рек Аргамджи или Жумалы, также характеризуются повышенными концентрациями Мо, что скорее всего объясняется сорбцией молибдена из воды слоистыми силикатами, так как акцессорных минералов Мо (молибденита, повеллита и др.) не найдено. Известно, что на производстве холодный 1%-й раствор соды используют для десорбции молибдена при переработке молибденовых концентратов. Следовательно, в содовых водах происходит накопление молибдена, а дальше в процессе криогенеза возможна его сорбция минералами с высокой сорбционной поверхностью.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно полученным данным, донные отложения изученных озер характеризуются разными соотношениями минерального обломочного материала, мортмассой растительных остатков и аутигенных минералов (кальцит, гипс, пирит, иллит). В целом состав обломочной фракции донных отложений озер сходен и наследует геохимический и минеральный составы терригенного материала, поступающего в водоем со снеготалыми и дождевыми потоками, ледовым и золовым переносом с водосборных территорий в условиях господства криогенных процессов. В донных отложениях озер, расположенных в пределах одной котловины (Бертекской или Тархатинской), абсолютные концентрации элементов (макро- (Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, P) и микро- (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Ni, Co, V, Hg, Ba, Sr, Th, Rb, Cs, Hf, Ta, TR+Y) отличаются в пределах одного стандартного отклонения, за исключением значительных вариаций содержаний отдельных элементов (Mo, U, Li, Be). Повышенные концентрации Mo, U, Li, Be в донных отложениях озер (Аргамджи, Теплый ключ, Калгутинское, Каровое) связаны с присутствием рудных концентраций этих элементов на локальных водосборных территориях отдельно взятого озера (Li, Be — оз. Теплый ключ, Калгутинское; Mo, U, Li, Be — оз. Аргамджи, Каровое).

Минеральные ассоциации донных отложений изученных озер отличаются друг от друга составом аутигенных минералов и от горных пород, почв водосборных площадей составом слоистых

силикатов. В составе тонкочешуйчатых, спутанно-волокнуистых агрегатов иллита донных отложений озер, количество железа в 2–4 раза больше, чем в составе пластинчатых агрегатов слюд, хлоритов из горных пород, почв водосборных площадей. В условиях нивального седиментогенеза часть агрегатов слюд привносятся в воды озер в деградированном состоянии. В конечном водоеме стока в период его промерзания данные зерна совместно с аморфными агрегатами железа могут агрегировать, что и приводит к образованию железистых разновидностей иллита.

В условиях, когда ведущий геохимический процесс преобразования горных пород, почв, грунтов — криогенез, ассоциация аутигенных минералов зависит от исходного химического состава вод, глубины водного столба и высоты расположения котловины озера над уровнем моря (чем выше находится котловина и мелководней озеро, тем выше скорости изменения абсолютных значений температур образования и толщины льда), количества мортмассы растительных остатков (анаэробные условия). Интегрированная совокупность данных факторов определила возможность кристаллизации гипсовых конкреций в озерах Аргамджи, М. Тархатинское и кальцитовых агрегатов в озерах Зерлюколь-Нур и Б. Тархатинское при пресном составе вод.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00111, <https://rscf.ru/project/23-27-00111/>.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. (2005). Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов // Почвоведение. № 3. С. 309–315.
- Аналитические, кинетические и расчетные методы в гидрохимической практике. (2017) / Под. ред. П.А. Лозовик, Н.А. Ефременко. СПб.: Нестор-История. 272 с.
- Андрейчук В.Н., Кадебская О.И., Чайковский И.И. (2013). Криогенные минеральные образования Кунгурской Ледяной пещеры. Сосновец-Пермь: Силезский университет. 128 с.
- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. (2004). Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) // Известия ТПУ. Т. 307. № 4. С. 38–42.
- Бородавко П.С. (2009). Четвертичная эволюция озерных систем Алтайской горной страны // Журнал СВУ. Сер.: Биология. Т. 2. № 1. С. 18–29.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. (1996). Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука. 150 с.

- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В. и др. (2017). Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) // Лед и Снег. Т. 57. № 3. С. 307–325.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-307-325>
- Геологическая карта: М-45-XXII, XXVIII. Геологическая карта СССР. Серия Горно-Алтайская м-ба 1:200000. (1959) / Под ред. П.А. Ренгартена. М.: Госгеолтехиздат. 1 л.
- Геологическая карта: М-45-XXIII, XXIX. Геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Серия Горно-Алтайская м-ба 1:200 000. (2009) / Под ред. С.С. Долгушина. М.: Роснедра. 1 л.
- ГОСТ 31861-2012. Вода. Общие требования к отбору проб. (2013). М.: Стандартинформ. 31 с.
- Ельчинова О.А., Пузанов А.В., Рождественская Т.А. (2019). Физико-химические свойства и содержание биогенных элементов в горно-тундровых почвах Горного Алтая // Известия АО РГО. Т. 55. № 4. С. 106–111.  
<https://doi.org/10.24411/2410-1192-2019-15512>
- Зарубина Е.Ю., Феттер Г.В. (2022). Особенности образования первичной продукции и деструкции органического вещества в горных озерах Русского Алтая // Мат-лы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием “Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии”, 29 августа – 3 сентября 2022 г. Т. 2. Барнаул: Пять плюс. С. 236–241.
- Иванов А.В. (1998). Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука. 164 с.
- Карта четвертичных отложений: М-45-XXIII, XXIX. Геологическая карта Российской Федерации. Изд. второе. Карта четвертичных образований. Серия Горно-Алтайская м-ба 1:200000. (2009) / Под ред. С.С. Долгушина. М.: Роснедра. 1 л.
- Криолитогенез. Признаки и призраки криолитосферы. (2021) / Под ред. Ю.Б. Баду. М.: Изд-во Моск. ун-та. 367 с.
- Конищев В.Н. (1988). Соотношение криогенных и некриогенных факторов гипергенеза в области вечной мерзлоты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 1. С. 8–14.
- Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Рогов В.В. и др. (2006). Криогенез современных и позднплейстоценовых отложений Алтая и перегляциальных областей Европы. М.: ГЕОС. 128 с.
- Маслов В.И., Козлов М.С., Довгаль В.Н. и др. (1994). Комплекс онгонитов и литийфтористых гранитов юго-западного Алтая // Петрология. Т. 2. № 3. С. 331–336.
- Михайлов Н.Н. (1994). Озера Алтая, их происхождение и история // География и природопользование Сибири. № 1. С. 75–89.
- Михайлов Н.Н. (1995). Алтай // История озер Севера Азии. СПб.: Наука. С. 249–262.
- Окишев П.А. (2011). Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во ТГУ. 382 с.
- Паничев А.М., Барановская Н.В., Вах Е.А. (2022). Новые данные по химическому составу вод Джумалинского геотермального источника, Горный Алтай, Россия // Полевые исследования в Алтайском биосферном заповеднике. № 4. С. 137–143.  
[https://doi.org/10.52245/26867109\\_2022\\_4\\_137](https://doi.org/10.52245/26867109_2022_4_137)
- Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. (2006). Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геология рудных месторождений. Т. 48. № 5. С. 439–459.
- Пузанов А.В., Бабошкина С.В., Балыкин С.Н. и др. (2020). Содержание химических элементов в почвах и поверхностных водах плоскогорья Укок (Юго-Восточный Алтай) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. Т. 331. № 1. С. 34–43.  
<https://doi.org/10.18799/24131830/2020/1/2445>
- Романовский Н.Н. (1993). Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во Моск. ун-та. 334 с.
- Рудой А.Н. (1980). О генезисе и возрасте ленточных отложений долины Большого Улагана (Горный Алтай) // Вопросы географии Сибири. Вып. 13. Томск: Изд-во Томского ун-та. С. 88–91.
- Рудой А.Н., Лысенкова З.В., Рудский В.В. и др. (2000). Укок (прошлое, настоящее, будущее). Барнаул: Алтайский гос. ун-т. 174 с.
- Русанов Г.Г. (2015). Оптимум голоцена Юго-Восточного Алтая на примере отложений высокогорного Тархатинского озера // Известия АО РГО. № 1 (36). С. 81–85.
- Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С. (2020). Новые данные по содержанию растворенных микроэлементов в водах рек Российской Арктики // ДАН. Науки о Земле. Т. 491. № 2. С. 82–88.  
<https://doi.org/10.31857/S2686739720040167>
- Севастьянов Д.В., Михайлов Н.Н. (1994). Озерные комплексы Горного Алтая и их эволюция в голоцене // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. № 3. С. 59–68.
- Селегей В.В., Селегей Т.В. (1978). Телецкое озеро. Л.: Гидрометеиздат. 142 с.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И. и др. (2011). Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика. Т. 52. № 11. С. 1748–1775.
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. (2011). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 567 с.
- Фотиев С.М. (2009). Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск: ГЕО. 279 с.
- Фотиев С.М. (2020). Дискуссионные проблемы геокриологии: обзор достижений // Криосфера Земли. Т. XXIV. № 3. С. 3–17.  
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3\(3-17\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3(3-17))
- Ярошевский А.А. (2004). Проблемы современной геохимии: конспект лекций, прочитанный в ГЕОХИ РАН в зимнем семестре 2003–2004 гг. Новосибирск: НГУ. 194 с.
- Gerasimova M.I., Lebedeva I.I., Khitrov N.B. (2013). Indexation of soil horizons: state of the problem, problems and suggestions // Soil Science. No. 5. P. 627–638.
- Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L. et al. (2007). 800 year long annual records of air temperature and

precipitation over Southern Siberia inferred from high-resolution time-series of Teletskoye Lake sediments // Quat. Res. Vol. 67. Iss. 3. P. 400–410.  
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.007>

Wedepohl K.H. (1995). The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 59. No. 7. P. 1217–1232.  
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)

## MINERAL COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF BOTTOM SEDIMENTS OF THE SMALL LAKES IF THE UKOK PLATEAU (ALTAI)<sup>1</sup>

V. D. Strahovenko<sup>a, #</sup>, G. I. Malov<sup>a</sup>, E. A. Ovdina<sup>a</sup>, and V. I. Malov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: strahova@igm.nsc.ru*

Numerous modern lakes appeared in the intermountain basins and on the high-elevation plateaus of Altai within the immediate distribution of glaciation in the Neo-Pleistocene. There is little known about the geochemical processes of autigenic mineral formation in lake systems under conditions of nival sedimentogenesis. The study of cores of bottom sediments of 8 high-altitude lakes of Altai showed that the waters of the lakes are fresh bicarbonate with variations in the cationic composition of Ca–Na. The bottom sediments of lakes are characterized by different ratios of mineral detrital material, autigenic minerals (calcite, gypsum, pyrite, illite) and mortmass of plant residues. In the bottom sediments of lakes located within the same basin (Bertek or Tarkhatinskaya), the absolute concentrations of elements differ within one standard deviation, with the exception of significant variations in the contents of individual elements (Mo, U, Li, Be). The enrichment of bottom sediments of lakes (Argamdzhi, Teply Klyuch, Krasnoe) with these elements is associated with the presence of ore concentrations (Mo, U, Li, Be) in the local catchment areas of a single lake. The mineral associations of the sediments of the studied lakes differ from each other in the composition of autigenic minerals, and from rocks, soils of catchment areas in the composition of layered silicates. In the composition of fine-scaled, tangled fibrous aggregates of the bottom sediment illite, the amount of iron is 2–4 times greater than in the composition of lamellar aggregates of micas, chlorites from rocks, soils of catchment areas. Cryogenic processes have determined the crystallization of gypsum nodules in the lakes Argamdzhi and Small Tarkhatinskoye; and calcite aggregates in Zerlyukol–Nur and Large Tarkhatinskoye in significant volumes for lakes with fresh water composition.

**Keywords:** nival sedimentogenesis, bottom sediments, small lakes, Altai Mountains, mineralogy, geochemistry

### ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out at the expense of a grant Russian Science Foundation No. 23-27-00111, <https://rscf.ru/project/23-27-00111/>.

### REFERENCES

- Alifanov V.M., Gugalinskaya L.A. (2005). Paleohydromorphism, paleocryogenesis, and morpholithopedogenesis of chernozems. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 38. No. 3. P. 272–277.
- Andreychuk V.N., Kadebskaya O.I., Chaykovskii I.I. (2013). Kriogennyye mineral'nye obrazovaniya Kungurskoi Ledyanoi peshchery (Cryogenic mineral formations of the Kungur Ice Cave). *Sosnovets–Perm': Silezskii universitet* (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A. et al. (2004). Geological and geophysical model of the formation of the Kalguta ore-magmatic system (Southern Altai). *Izvestiya TPU.* Vol. 307. No. 4. P. 38–42. (in Russ.)
- Badu Yu.B. (Ed.). (2021). Kriolitogenez. Priznaki i prizraki kriolitosfery (Cryolithogenesis. Signs and Ghosts of the Cryolithosphere). Moscow: Moscow University (Publ.). 368 p.
- Borodavko P.S. (2009). Quaternary evolution of the Altay Mountains lakes systems. *Zhurnal SFU. Ser.: Biologiya.* Iss. 1. No. 2. P. 18–29. (in Russ.)
- Dolgushin S.S. (Ed.). (2009). Geologicheskaya karta: M-45-XXIII, XXIX. Geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Izdanie vtoroe. Seriya Gorno-Altayskaya m-ba 1:200000 (Geological map: M-45-XXIII, XXIX. Geological map of the Russian Federation. Second edition. Gorno-Altai series, scale 1 200 000). Moscow: Rosnedra (Publ.). 1 p. (in Russ.)
- Dolgushin S.S. (Ed.). (2009). Karta chetvertichnykh otlozhenii: M-45-XXIII, XXIX. Geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Izdanie vtoroe. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. Seriya Gorno-Altayskaya m-ba 1:200000 (Map of Quaternary deposits: M-45-XXIII, XXIX. Geological map of the Russian Federation. Second edition. Map of Quaternary deposits: M-45-XXIII, XXIX. Geological map of the Russian Federation. Second edition. Gorno-Altai series, scale 1 200 000). Moscow: Rosnedra (Publ.). 1 p. (in Russ.)

<sup>1</sup> For citation: Strahovenko V.D., Malov G.I., Ovdina E.A., Malov V.I. (2023). Mineral composition and formation conditions of bottom sediments of the small lakes if the Ukok Plateau (Altai). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 207–225. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040138>; <https://elibrary.ru/GMDPBK>

- XXIX. Geological map of the Russian Federation. Second edition. Map of Quaternary formations. Gorno-Altai series, scale 1:200000. Moscow: Rosnedra (Publ.). 1 p. (in Russ.)
- GOST 31861-2012. Voda. Obshchiye trebovaniya k otboru prob (GOST 31861-2012. Water. General Sampling Requirements). (2013). Moscow: Standartinform (Publ.). 31 p. (in Russ.)
- Fedak S.I., Turkin Yu.A., Gusev A.I. et al. (2011). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. List M-45 — Gorno-Altaysk. Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Altai-Sayan series. Sheet M-45 — Gorno-Altaysk. Explanatory letter.) Saint Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 567 p. (in Russ.)
- Fotiev S.M. (2009). Kriogennyi metamorfizm porod i podzemnykh vod (usloviya i rezul'taty) (Cryogenic metamorphism of rocks and groundwater (conditions and results)). Novosibirsk: GEO (Publ.). 279 p. (in Russ.)
- Fotiev S.M. (2020). Debatable problems of geocryology: review of achievements. *Earth's cryosphere*. Vol. XXIV. No. 3. P. 3–15.  
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2020-3\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2020-3(3-15))
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al. (2017). Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Ice and Snow*. Vol. 57. No. 3. P. 307–325. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-307-325>
- Gerasimova M.I., Lebedeva I.I., Khitrov N.B. (2013). Indexation of soil horizons: state of the problem, problems and suggestions. *Soil Science*. No. 5. P. 627–638.
- Ivanov A.V. (1998). Kriogennaya metamorfizatsiya khimicheskogo sostava prirodnykh l'dov, zamerzayushchikh i talykh vod (Cryogenic metamorphization of the chemical composition of natural ice, freezing and melt waters). Khabarovsk: Dal'nauka (Publ.). 164 p. (in Russ.)
- Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L. et al. (2007). 800 year long annual records of air temperature and precipitation over Southern Siberia inferred from high-resolution time-series of Teletskoye Lake sediments. *Quat. Res.* Vol. 67. Iss. 3. P. 400–410.  
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.007>
- Konishchev V.N. (1998). The ratio of cryogenic and non-cryogenic factors of hypergenesis in the permafrost area. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 1. P. 8–14. (in Russ.)
- Konishchev V.N., Lebedeva-Verba M.P., Rogov V.V., Stalina E.E. (2006). Kriogenez sovremennykh i pozdnepleistotsenovykh otlozhenii Altaya i pereglyatsial'nykh oblasteri Evropy (Cryogenesis of modern and late Pleistocene deposits of Altai and transglacial regions of Europe). Moscow: GEOS (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Lozovik P.A., Efremenko N.A. (Eds.). (2017). Analiticheskie, kineticheskie i raschetnye metody v gidrokhimicheskoi praktike (Analytical, kinetic and computational methods in hydrochemical practice). St. Petersburg: Nestor-History (Publ.). 272 p. (in Russ.)
- Maslov V.I., Kozlov M.S., Dovgal' V.N. et al. (1994). Complex of ongonites and lithium fluoride granites of southwestern Altai. *Petrologiya*. Vol. 2. No. 3. P. 331–336. (in Russ.)
- Mikhailov N.N. (1994). Lakes of Altai, their origin and history. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. No. 1. P. 75–89. (in Russ.)
- Mikhailov N.N. (1995). Altai. *Istoriya ozer Severa Azii*. Saint Petersburg: Nauka (Publ.). P. 249–262. (in Russ.)
- Okishev P.A. (2011). Rel'ef i oledenenie Russkogo Altaya (Relief and glaciation of the Russian Altai). Tomsk: TGU (Publ.). 382 p. (in Russ.)
- Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Vakh E.A. (2022). New data on the chemical composition of the waters of the Dzhumalinsky geothermal spring, Gorny Altai, Russia. *Polevye issledovaniya v Altaiskom biosfernom zapovednike*. No. 4. P. 137–143. (in Russ.)  
[https://doi.org/10.52245/26867109\\_2022\\_4\\_137](https://doi.org/10.52245/26867109_2022_4_137)
- Potseluev A.A., Babkin D.I., Kotegov V.I. (2006). Kalgutinskoe complex deposit (Gorny Altai): mineralogical and geochemical characteristics, fluid regime of ore formation. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*. Vol. 48. No. 5. P. 439–459. (in Russ.)
- Puzanov A.V., Baboshkina S.V., Balykin S.N. et al. (2020). Chemical elements in soils and surface waters of the Ukok plateau (south-eastern Altai). *Izvestiya TPU. Inzhiniring georesursov*. Iss. 331. No. 1. P. 34–43. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.18799/24131830/2020/1/2445>
- Rengarten P.A. (Eds.). (1959). Geologicheskaya karta: M-45-XXII, XXVIII. Geologicheskaya karta SSSR. Seriya Gorno-Altayskaya m-ba 1:200000 (Geological map: M-45-XXII, XXVIII. Geological map of the USSR. Series Gorno-Altai scale 1 200 000). Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.). 1 p. (in Russ.)
- Romanovskii N.N. (1993). Osnovy kriogeneza litosfery (Fundamentals of cryogenesis of the lithosphere). Moscow: Moskovskii universitet (Publ.). 334 p. (in Russ.)
- Rudoi A.N. (1980). On the genesis and age of banded deposits in the Bolshoi Ulagan valley (Gorny Altai). *Voprosy geografii Sibiri*. Vol. 13. Tomsk: Tomskii universitet (Publ.). P. 88–91. (in Russ.)
- Rudoi A.N., Lysenkova Z.V., Rudskii V.V. et al. (2000). Ukok (proshloe, nastoyashchee, budushchee) (Ukok (past, present, future)). Barnaul: Altaiskii gosudarstvennyi universitet (Publ.). 174 p. (in Russ.)
- Rusanov G.G. (2015). Optimum of the Holocene of the South-Eastern Altai on the example of the deposits of the high-mountainous Tarkhatinsky Lake. *Izvestiya AO RGO*. No. 1 (36). P. 81–85. (in Russ.)
- Savenko A.V., Savenko V.S., Pokrovsky O.S. (2020). New data on the concentrations of dissolved trace elements in waters of Russian Arctic rivers. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 491. No. 2. P. 257–263.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X20040169>
- Sevast'yanov D.V., Mikhailov N.N. (1994). Lake complexes of Gorny Altai and their evolution in the Holocene. *Vestn. SPbGU. Ser. 7. Geologiya. Geografiya*. No. 3. P. 59–68. (in Russ.)
- Selegey V.V., Selegey T.V. (1978). Teletskoye ozero (Teletskoye Lake). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.). 142 p. (in Russ.)

- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Annikova I.Y. et al. (2011). Ongonite—elvan magmas of the Kalguty ore-magmatic system (Gorny Altai): composition, fluid regime, and genesis. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 52. No. 11. P. 1378–1400.  
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.10.017>
- Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P. et al. (1996). *Paleokriogenez, pochvennyi pokrov i zemledelie* (Paleocryogenesis, soil cover and agriculture). Moscow: Nauka (Publ.). 150 p. (in Russ.)
- Wedepohl K.H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 59. No. 7. P. 1217–1232.  
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Yaroshevskii A.A. (2004). Problemy sovremennoi geokhimii: konspekt lektsii, pročitannyy v GEOKHI RAN v zimnem semestre 2003–2004 gg. (Problems of modern geochemistry: lecture notes given at GEOKHI RAS in the winter semester 2003–2004). Novosibirsk: NGU (Publ.). 194 p. (in Russ.)
- Yelchinina O.A., Puzanov A.V., Rozhdestvenskaya T.A. (2019). Physico-chemical properties and content of biogenic elements in mountain tundra soils of the Altai Mountains. *Izvestiya AO RGO*. Iss. 55. No. 4. P. 106–111. (in Russ.)  
<https://doi.org/10.24411/2410-1192-2019-15512>
- Zarubina E.Yu., Fetter G.V. (2022). Features of the formation of primary production and destruction of organic matter in the mountain lakes of the Russian Altai. *Matly IV Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uch. "Vodnye i ekologicheskie problemy Sibiri i Tsentral'noi Azii", 29 avgusta – 3 sentyabrya 2022 g. T. 2*. Barnaul: Pyat' plus (Publ.). P. 236–241. (in Russ.)

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:  
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.89:551.4.04(-925.18)

GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE CENTRAL KAMCHATKA  
DEPRESSION (THE KAMCHATKA PENINSULA, NE PACIFIC)  
DURING THE LAST 30 Ka<sup>#</sup>

© 2023 г. E. A. Zelenin<sup>1,\*</sup>, A. L. Gurinov<sup>2,4,5</sup>, A. L. Zakharov<sup>2</sup>, V. V. Ponomareva<sup>3</sup>, and S. T. Garipova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

<sup>4</sup>National Research University Higher School of Economics, Moscow, Russia

<sup>5</sup>Peoples' Friendship University of Russia (RUDN University), Moscow, Russian Federation

\*E-mail: egor.zelenin@ginras.ru; egorzelenin@mail.ru

Received April 17, 2023; revised August 10, 2023; accepted September 8, 2023

The paper presents a reconstruction of geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (CKD) since 30 ka, including the global LGM time. Major geomorphological processes of this period included the evolution of volcanic edifices accompanied by steady tectonic submergence. Glaciers that originated from volcanic edifices were greatly affected by both climatic forcing and the eruptive history of their host volcanoes.

The most prominent geomorphological feature of the studied time was a giant paleolake filled the CKD. The reassessed extent and timing of glaciation and volcanism provided the possible lake fill and discharge model due to the evolution of a piedmont glacier originating from the Old Shiveluch Volcano edifice. The lake discharge likely was gradual and started some 19 ka during the cold settings of LGM, and therefore did not have a climatic origin. The most possible trigger of the discharge is the change in ice supply from the highly active Shiveluch Volcano due to large sector collapses. During the Holocene, the ongoing tectonic submergence of the CKD have been preventing the complete drainage of this paleolake. Even now, an enormously wide floodplain of the Kamchatka River hosts a lacustrine system with a total area of water surface comparable to the largest lakes of the peninsula.

**Keywords:** Kamchatka Peninsula, Late Pleistocene, proglacial lake, active tectonics, volcanic landforms, Last Glacial Maximum

**DOI:** 10.31857/S2949178923040175, **EDN:** GLJFRD

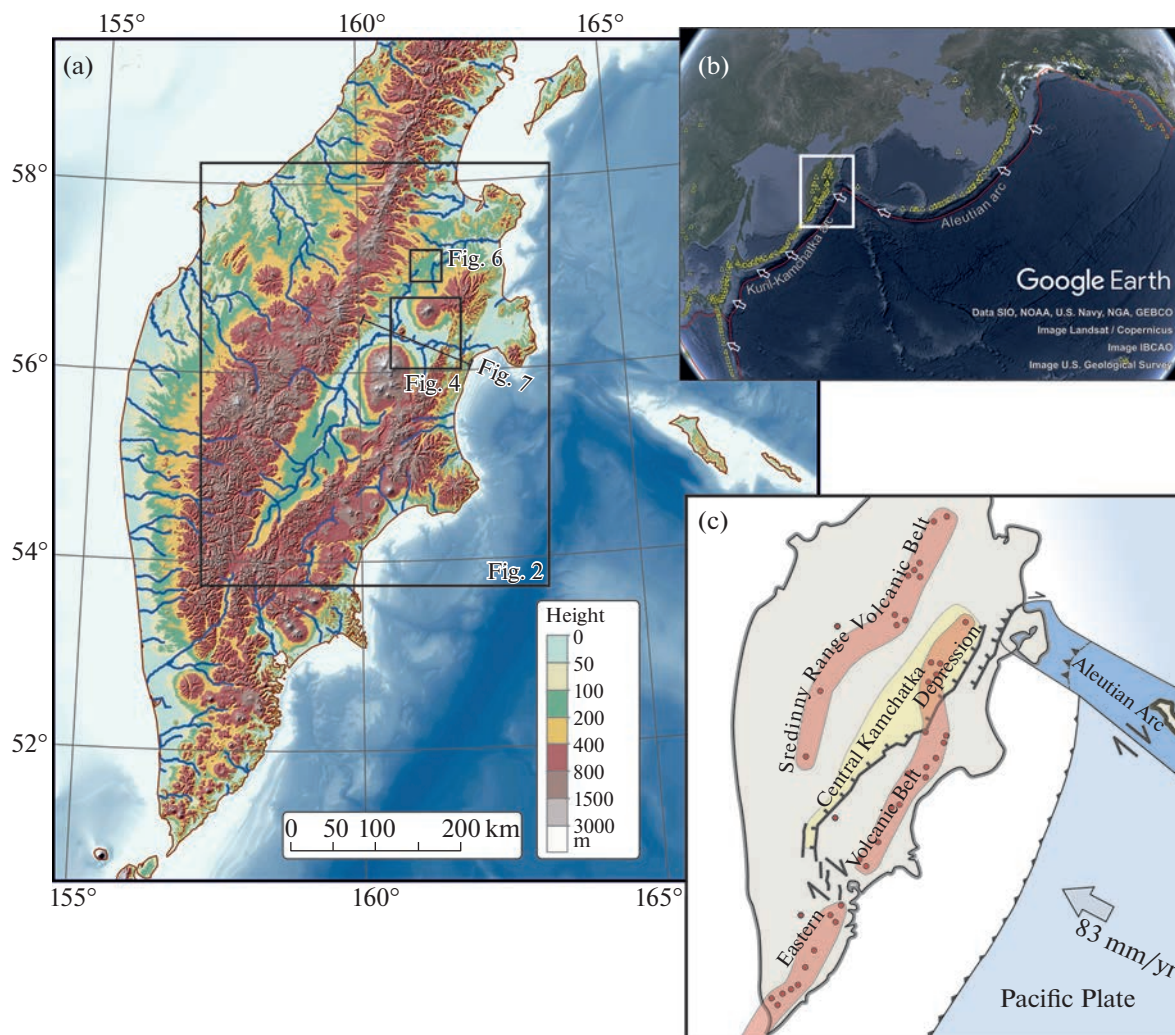
## INTRODUCTION

The Kamchatka Peninsula is located at the eastern active margin of NE Eurasia, above the northernmost portion of the Kuril-Kamchatka subduction zone (fig. 1, (a, c)). Its landmass has emerged due to the successive accretion of island arc blocks during the Cenozoic (e.g. Konstantinovskaya, 2003; Avdeiko et al., 2007; Lander, Shapiro, 2007). As a result, the Kamchatka Peninsula is much broader than the typical island arc, up to 400 km, and has a unique topography (fig. 1, (b, c)) comprising Sredinny Range and Eastern ranges, running for more than 500 km along the peninsula, with the Central Kamchatka Depression (CKD) between them. The sharp boundary of the

CKD and Eastern Ranges is the East Kamchatka Fault Zone (EKFZ), a major zone of normal active faults (Kozhurin et al., 2006). This fault zone and the general pattern of mountains and lowlands were interpreted as a surface expression of arc-normal crustal extension due to subduction zone rollback (Kozhurin, Zelenin, 2017). The tectonics and volcanism have shaped the terrain of Kamchatka. Two volcanic belts, Sredinny Range (SR) and Eastern volcanic belt (EVB), comprising more than thirty active volcanoes, run along the peninsula.

Extensive geomorphological studies were conducted in the Kamchatka Peninsula in the 20th century (e.g. Kushev, Liverovsky, 1940; Braitseva et al., 1968; Kuprina, 1970; Kamchatka, Kurilskie ..., 1974). They have provided a general overview of the landforms and developed a chronological model of terrain development. However, due to the lack of absolute dates, these studies relied mainly on the global-scale chronology of glaciations and the relative age of landforms. The re-

<sup>#</sup> For citation: Zelenin E.A., Gurinov A.L., Zakharov A.L. et al. (2023). Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (the Kamchatka Peninsula, NE Pacific) since the global Last Glacial Maximum. *Geomorfologiya i paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 226–237. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>; <https://elibrary.ru/GLJFRD>



**Fig. 1.** (a) – The topography and drainage pattern of the Kamchatka Peninsula; (b) – The pattern of plate boundaries in the NW Pacific (yellow triangles, Holocene volcanoes (Smithsonian Global Volcanism Program, <https://volcano.si.edu/>), white arrows, relative direction of the Pacific Plate motion); (c) – Main tectonic features of the Kamchatka Peninsula. Volcanic belt of the Sredinny Range and the Eastern Volcanic Belt are outlined with red, Holocene volcanic centres (Ponomareva et al., 2007) are indicated with red points. Faults are black lines with hatches for normal faults, triangles for reverse and thrust faults, and one-sided arrows for strike-slip faults (Kozhurin, Zelenin, 2017).

**Рис. 1.** (a) – рельеф и речная сеть п-ова Камчатка; (b) – границы литосферных плит в северо-западной части Тихого океана (желтые треугольники – голоценовые вулканы (Smithsonian Global Volcanism Program, <https://volcano.si.edu/>), белые стрелки – относительное направление движения Тихоокеанской плиты); (c) – современная геологическая структура п-ова Камчатка. Вулканический пояс Срединного хребта и Восточный вулканический пояс показаны красной заливкой, голоценовые вулканы обозначены красными точками (Пономарева и др., 2007). Разломы – черные линии со штрихами (сбросы), треугольниками (взбросы и надвиги) или стрелками (сдвиги) (Кожурин, Зеленин, 2017).

sults of these studies included the model of the Late Pleistocene glaciations comprising two phases: Phase I, with an ice cap over most of the peninsula, and Phase II, which produced piedmont and valley glaciers (Braitseva, Melekestsev, 1974). A series of outcrops along the CKD that recorded a succession of lacustrine, fluvial and glacial deposits were described; however, the ages for various units remained unresolved, and their estimates ranged from the Early to the Late Pleistocene (Braitseva et al., 1968; Kuprina, 1970; Pevzner, 2019).

After that, only few studies focused on the geomorphology of the Kamchatka Peninsula. Most of the geomorphological studies in the Kamchatka Peninsula discussed the evolution of volcanic landforms (e.g., Ponomareva et al., 2006) and fluvial response to it (e.g., Lebedeva et al., 2020) or active tectonics (e.g., Kozhurin et al., 2006; Pedoja et al., 2013; Pinegina et al., 2020). Some data were provided for Holocene fluvial processes in the CKD (e.g., Pevzner et al., 2006, 20; Karimov et al., 2020). Few studies added to the Pleistocene geomorphology of the peninsula at

some local sites: key outcrops of the Last Glacial Maximum (LGM) glacial facies in the Pakhcha valley (Krayevaya, Kuralenko, 1983), the largest Late Glacial sector collapses of the Shiveluch volcano (Pevzner et al., 2013; Ponomareva et al., 2014).

In recent years, the Holocene tephrochronological framework (Braitseva et al., 1997) was extended in the Late Pleistocene down to 30 ka (Ponomareva et al., 2021). Tephra correlations have integrated formerly disparate geomorphological studies and permitted the reconstruction of landscapes in the CKD during the global LGM time spanning 33–19 ka (Clark et al., 2009) and after that until the Holocene.

In this paper, the evolution of the CKD topography during the last 30 ka is discussed. The study is mainly based on published data that have been reviewed after creating the tephrochronological reference for the studied time (Ponomareva et al., 2021). These include paleovolcanological studies and studies of late Quaternary landscape dynamics, although the latter was conducted mainly in the mid-20th century. A GIS-based geomorphological mapping was conducted to provide the spatial background for the studied period. The mapping relies on SRTM 1-arc-second GDEM and ArcticDEM v.3 digital terrain model and their derivatives, supplemented by high-resolution satellite imagery and georeferenced maps from published studies (Braitseva et al., 1968; Braitseva and Melekestsev, 1974; Ponomareva et al., 2007; Barr, Solomina, 2014; Kozhurin, Zelenin, 2017). Extensive field geomorphological surveys have allowed us to verify the mapping results.

## STUDY AREA

The Central Kamchatka Depression (CKD) is the largest sedimentary basin in the Kamchatka Peninsula and all the island arcs of the North Pacific with a size of 400×100 km. Its modern floor is ~2 km lower than the bounding ranges, and the thickness of its sedimentary fill reaches 600 m (Kamchatka, Kurilskie ..., 1974). As a tectonic structure, it is a half-graben – an asymmetric basin with a sharp eastern border created by the faults of the EKFZ. Due to the normal slip occurring at this fault zone, the CKD has been submerging at least since the Middle Pleistocene (Kozhurin, Zelenin, 2017). The age of the CKD is ambiguous, with estimates varying between the Eopleistocene (the Calabrian Age) (Ozornina, 2011) and the Miocene (Avdeiko et al., 2007).

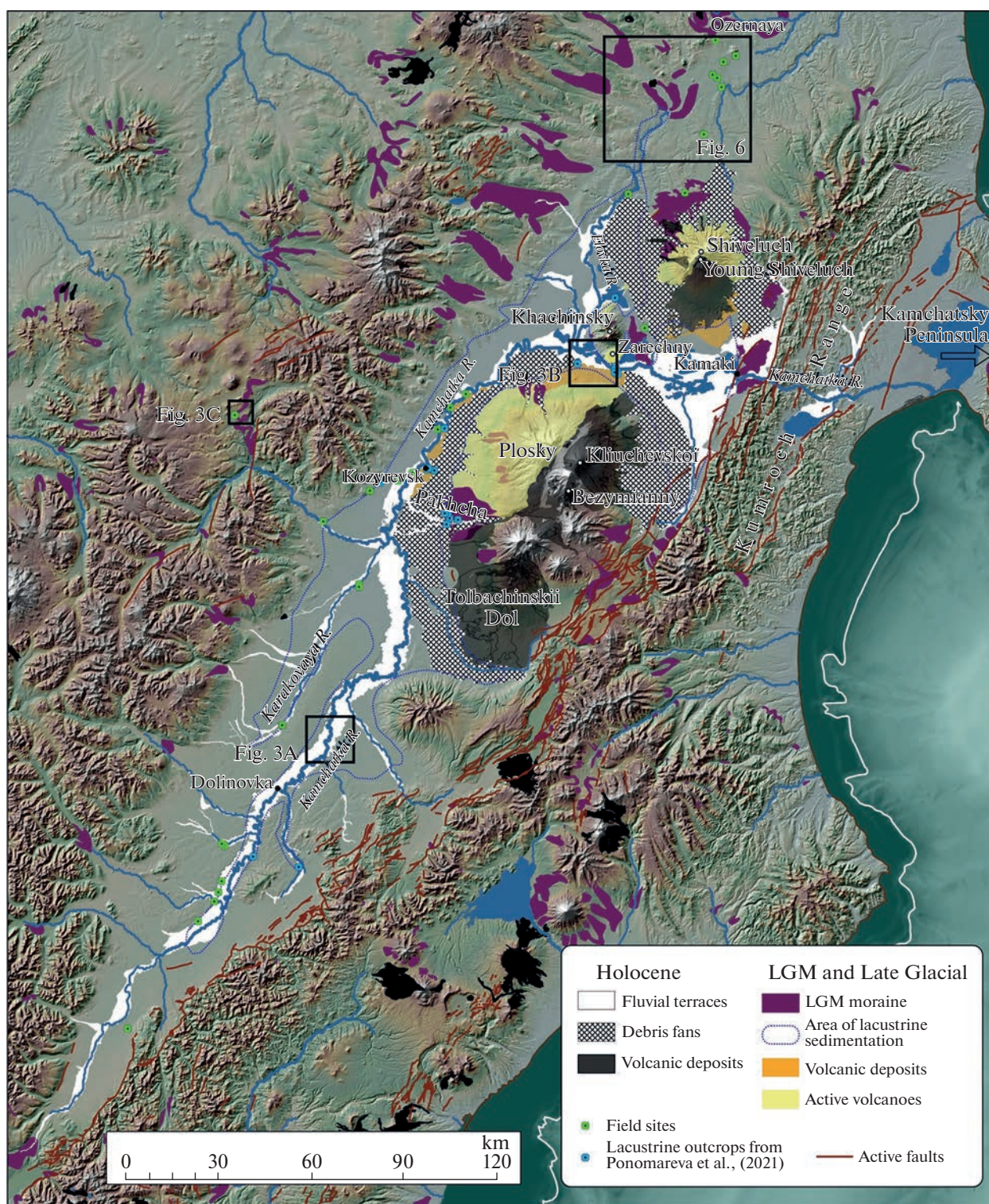
CKD hosts the largest and most active volcanoes of the Kamchatka Peninsula. These include the composite Shiveluch Volcano in the north and the Kliuchevskoi volcanic group in the south. Some of these volcanoes, such as the Plosky volcanic massif, originated in the Late Pleistocene and were active until the early Holocene (Ponomareva et al., 2013). In addition, some CKD volcanoes that did not produce Holocene

eruptions and are considered extinct were active in the Late Pleistocene within the period under study: these are Zarechny, Bolshaya Udina, and many monogenetic cones related to the Plosky volcanic massive and the zones near Kharchinsky Lake and north of the Shiveluch Volcano.

The geomorphological studies of Braitseva et al. (1968) and Melekestsev et al. (1974) revealed that the CKD was greatly affected by the glaciation of the Last Glacial Period with two distinctive phases sharply different in their extent. The glaciation of Phase I created an ice cap that covered most of the peninsula and smoothed the preexisting terrain. Phase II produced much less ice that was mostly constrained within the mountain valleys of the Sredinny range and volcanic edifices of the EVB and CKD, whereas few glaciers existed in the Eastern Ranges. The age of Phase II was then estimated to be some 25 ka, relying on the only dated mammoth skull (Krayevaya, Kuralenko, 1983).

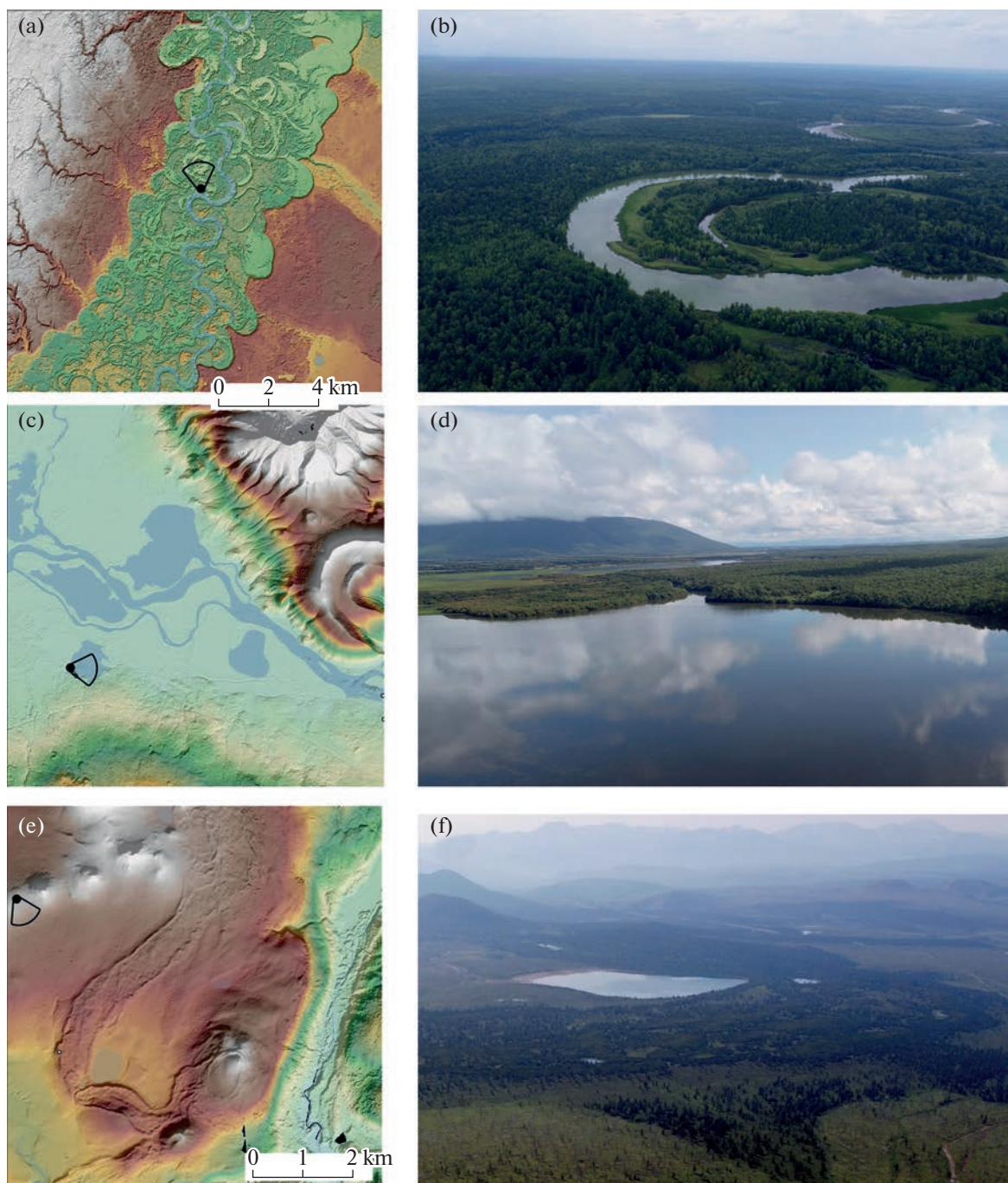
After the deglaciation, the CKD has become an area of fluvial processes. The modern CKD is drained by the Kamchatka River and its tributaries. The general drainage pattern (fig. 2) follows the axis of the CKD, but in the north, the Kamchatka River turns eastward and flows between the Kliuchevskoi Volcanic Group and the Shiveluch Volcano and then incises through the Kumroch Range, the northernmost of the Eastern Ranges. Further north, the drainage divide between the Kamchatka River and the Ozernaya River basins traces the gradual northern termination of the CKD half-graben structure.

Sedimentary fill of the CKD comprises the succession of lacustrine, fluvial and glacial deposits. Among them, the most debatable is the age and origin of lacustrine deposits (Braitseva et al., 1968; Kuprina, 1970; Ponomareva et al., 2021). The lowermost deposits outcropping in the CKD are the “blue clays” sequence – an interbedding of bluish-grey loams and fine sands with a large number of tephra layers yet to be identified. The “blue clays” were interpreted as the deepwater sediments of a lake that once filled the CKD; its age was arbitrarily assigned to the Early Pleistocene on the basis of palynological and diatom analyses (Braitseva et al., 1968; Kuprina, 1970). However, recent reviews (Braitseva et al., 2005) argue the Middle Pleistocene age of this sequence. No evidence of possible coastlines or a dam location of the “blue clays” basin remained in the landscapes of the Kamchatka Peninsula. A more recent sedimentary unit is the “sand massif” dividing the basins of the Kamchatka River and the Karakovaya River (fig. 2) with a ~100 m high bar that runs for ~70 km. It was considered either an inland delta (Braitseva et al., 1968) or a subaqueous delta in a large lake (Kuprina, 1970) of the Middle to Late Pleistocene age. These data suggest that the CKD may repeatedly host vast water bodies interchanged with glacial and erosional periods.



**Fig. 2.** The topography of the Central Kamchatka Depression. Note that the entire CKD belongs to the basin of the Kamchatka River with its modern channel crossing LGM moraine and the East Kamchatka Fault Zone. An isobath of 150 m is shown as a rough approximation of the coastline during the LGM.

**Рис. 2.** Рельеф Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Вся ЦКД относится к бассейну реки Камчатка с ее современным руслом, пересекающим морену максимума последнего оледенения и Восточно-Камчатскую зону разломов. Приблизительное положение береговой линии во время максимума последнего оледенения показано изобатой 150 (белая линия).



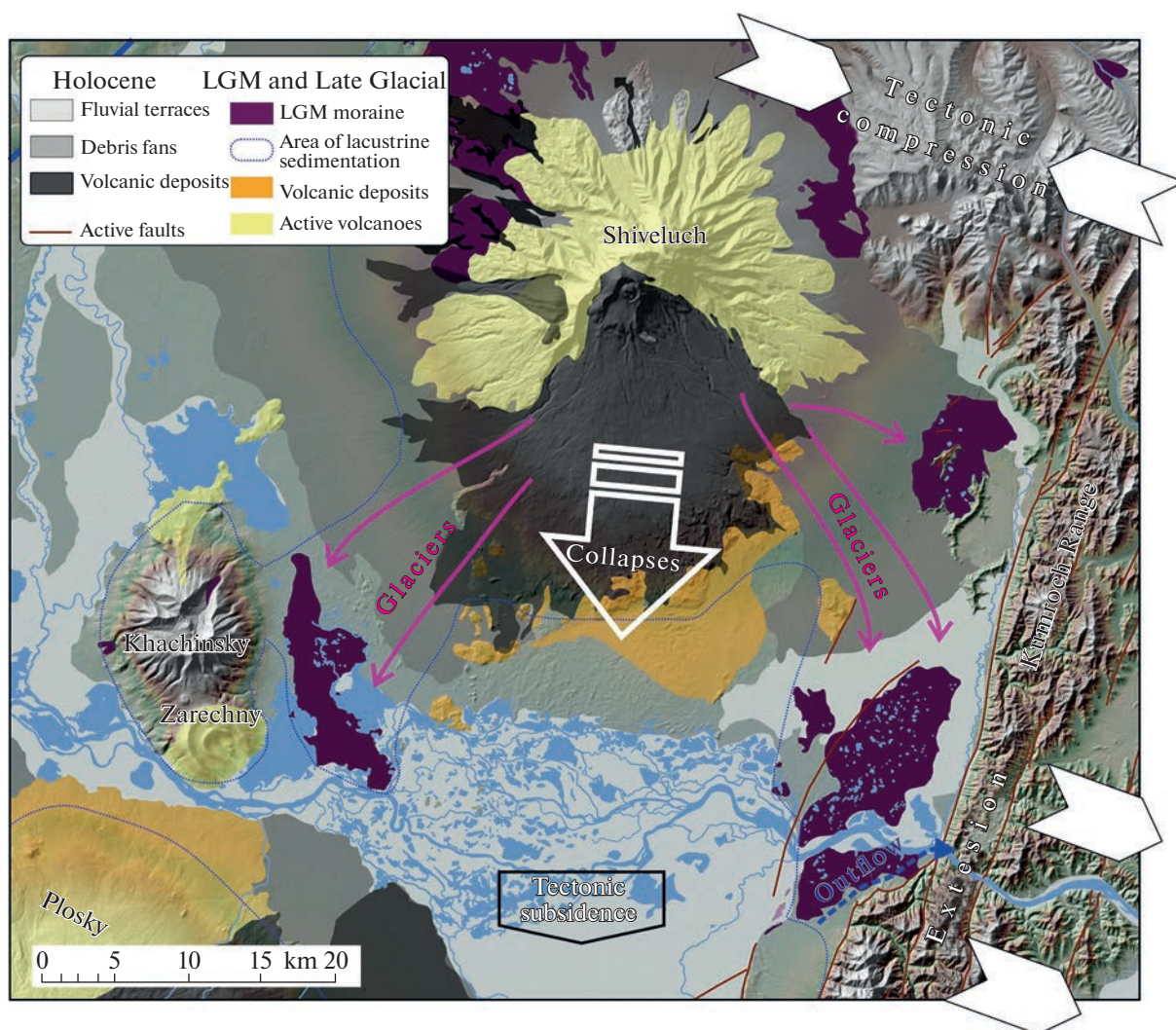
**Fig. 3.** Examples of interpretation of the ArcticDEM digital elevation model and oblique aerial photos (the view sector is shown on the DEMs). (a, b) – Kamchatka River meandering within floodplain; (c, d) – Braided channels and floodplain lakes in the lower reaches of the Kamchatka River. The right bank on (d) is a front of 30 ka lava sheets draped with lacustrine sediments; (e, f) – End moraine ridge bounding ground moraine of the Last Glacial Maximum.

**Рис. 3.** Примеры интерпретации цифровой модели рельефа ArcticDEM в сравнении со снимками с квадрокоптера (направление съемки показано на ЦМР). (a, b) – пойма и меандрирующее русло р. Камчатки; (c, d) – пойменная много-рукавность и реликтовые озера в нижнем течении р. Камчатки. Правый борт долины на (d) сложен лавовыми потоками возрастом 30 тыс. л., перекрытыми озерными отложениями; (e, f) – конечно-моренная гряда, ограничивающая основную морену.

## RESULTS

**The LGM and the Late Glacial.** During the entire Quaternary time, the general pattern of volcanic activ-

ity in the Kamchatka Peninsula (fig. 1, (c)) was similar to the modern (Avdeiko et al., 2007), whereas the individual volcanic centres may emerge or cease their activity. The greatest changes in the LGM and the

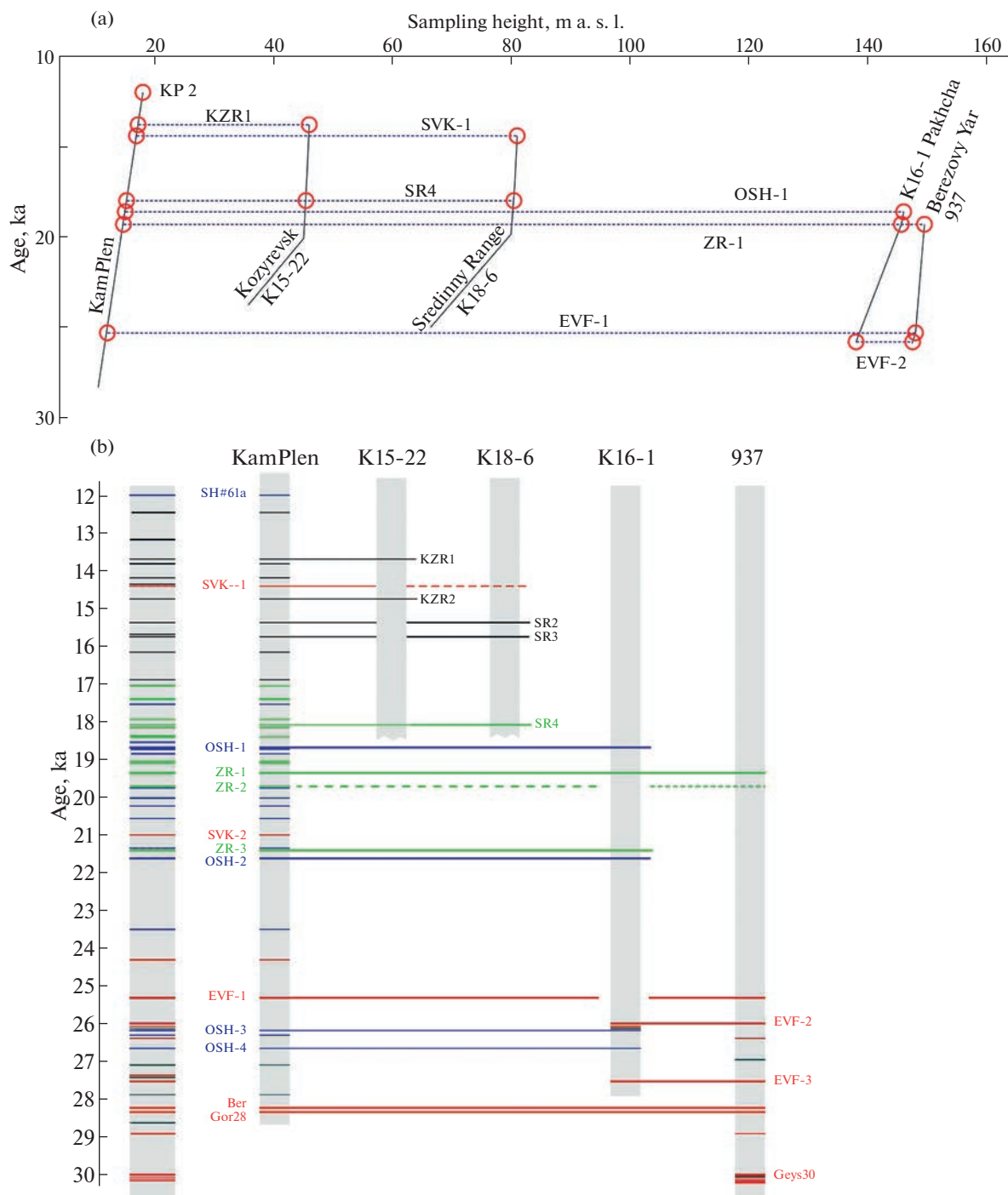


**Fig. 4.** The Kamchatka River valley at its outlet from the Central Kamchatka Depression. Arrows show major geomorphological processes during the LGM and the Late Glacial.

**Рис. 4.** Долина р. Камчатки на выходе из ЦКД. Стрелками показаны основные геоморфологические процессы, действовавшие в регионе начиная с максимума последнего оледенения.

Late Glacial happened in the Kliuchevskoi group of volcanoes (fig. 2). Here, the Plosky group of volcanoes and associated monogenetic vents were the main volcanic centres of the group during the LGM (Churikova et al., 2015). Lava sheets around the Plosky volcanoes, dated back to ca. 30 ka (Ponomareva et al., 2021), preserved the overlying tephra-bearing sediments from erosion, thus providing the older limit of study. North of the Kliuchevskoi group, the Zarechny and Kharchinsky volcanoes form an isolated massif, partially submerged below the CKD floor (fig. 3, (c, d)). Kharchinsky has been greatly eroded by Pleistocene glaciations (fig. 4) and overlapped with the Late Pleistocene zone of monogenetic vents (Volynets et al., 1999); no tephra of the Kharchinsky Volcano is known in the studied period, which indicates that it had ceased its activity before 30 ka. Its neighbour, the

Zarechny Volcano, is a nested edifice with a lava dome in an open inner cone (Zarechny II) hosted in a collapse crater of older Zarechny I. They have not experienced glaciations and are little eroded (fig. 4). Zarechny II produced several explosions recorded in tephra sequences 21–19 ka (Ponomareva et al., 2021). Even though sector collapses repeatedly destroyed the eastern slope of the Zarechny Volcano, their deposits are now entirely buried below the Holocene floodplain. Further north, the Shiveluch Volcano is the northernmost active volcano in the Kamchatka Peninsula. It has been highly explosive throughout history and produced large sector collapses southward. The largest collapses happened in the Late Glacial, even though their accurate time is debatable (Pevzner et al., 2013; Ponomareva et al., 2006, 2014).



**Fig. 5.** Tephra sequences in the Late Pleistocene lacustrine deposits (Ponomareva et al., 2021). (a) – Major marker tephra layers found in individual sites aligned by the height of the outcrops. Tephra layers topping the studied sites are indicated and labeled in italics. Note that individual tephras may be absent in the outcrop due to ash-fall heterogeneities, but the overall trend marks the decrease of paleolake level. Source volcanoes are known for *KP2*, *KZR1*, *OSH-1* – Shiveluch Volcano and for *SR-4*, *ZR-1* – Zarechny Volcano. Tephras *EVF-1*, *EVF-2* originated from unknown volcanoes in the frontal zone of the Eastern Volcanic Belt and *SVK-1* – from unknown source in the Sredinny Range. (b) – A complete summary tephra sequence of the studied period and its correlation to the tephra sequences of individual sites. Tephras are color-coded according to their origin: Green – Zarechny Volcano, blue and black – Shiveluch Volcano (black for vents of the Baidarny Spur), red – distal sources. Sh#61a marks the beginning of the soil-pyroclastic sequence deposition.

**Рис. 5.** Тейфростратиграфия позднеплейстоценовых озерных отложений ЦКД (Пonomareva и др., 2021). (a) – основные маркирующие горизонты тейфры, упорядоченные по высоте обнажений (Индексы горизонтов подписаны курсивом). Несмотря на то что отдельные горизонты тейфры могут отсутствовать в разрезах, общая тенденция указывает на посте-

Even though LGM was a global event, its timing and extent varied greatly among regions. Glacial landforms of the most recent glaciation in the Kamchatka Peninsula were initially mapped by Braitseva et al. (1968) and Melekestsev et al. (1974) as Phase II of the Late Pleistocene glaciation and then reviewed by Barr and Clark (2012) and later by Barr and Solomina (2014). However, these studies lacked spatial detail and provided no data on the time of the glaciation onset and retreat. In the Kamchatka Peninsula, the age estimates of the LGM rely only on the glacial deposits outcropping in the Pakhcha River valley (Krayevaya and Kuralenko, 1983) dated using tephrochronology (Ponomareva et al., 2021). The two advances of glaciers have been identified there with a retreat at 26–18 ka; however, the moraine of the two advances is indiscernible in topography. The study of the LGM pollen spectra in the CKD (Mukhametshina et al., 2022) indicated that the steady warming established here some 12.5 ka.

The LGM moraines around the CKD are well-preserved hummocky terrain confined to mountain valleys or spreading at foothills as Malaspina-like piedmont glaciers (fig. 3, (c)). Its location and topography sharply differ from older moraines and landforms of other origins, allowing us to map LGM moraines and review the published small-scale maps with higher accuracy.

Among the piedmont moraines, the most prominent is the moraine that spread southward from the Shiveluch Volcano across the Kamchatka River at the former settlement of Kamaki. It has a relative height reaching 40 m above the valley floor just at the modern river channel. It was first interpreted as deposits of a lateral blast of the Shiveluch Volcano (Krayevaya, 1970). However, the provided field description was indiscernible from a glacial till with glaciofluvial facies, and such an interpretation was proposed by I.V. Melekestsev and O.A. Braitseva (personal communication). The latter studies of debris avalanches in the Kamchatka Peninsula pointed out that the transit distance of an avalanche does not exceed its drop height multiplied by 11 (Ponomareva et al., 2006), which makes a 45-km-long runoff unlikely to occur at the ~3-km-high edifice of the Shiveluch Volcano.

In the studied period, 10–30 ka, lacustrine deposits accumulated in the CKD across a vast area roughly bounded by a contour of 160 m (Ponomareva et al., 2021). These deposits imbricate the underlying topography with a cover up to 10 m thick. Most deposits were attributed to suspension-settling facies of fine-

grained rhythmities with quasi-parallel bedding highlighted by tephra layers, whereas sandy gravel diamicts of subaqueous outwash fans were identified as well (Ponomareva et al., 2021).

A tephrochronological record in the studied outcrops cannot provide an exact age for the LGM paleolake discharge. However, when sorted by their elevation, the individual tephra sequences demonstrate that the hiatus in the lacustrine sedimentation started from the highest sites (fig. 5) some after ZR-1 tephra fall (19.3 ka) and then reached lower levels some after the ash-fall of SVK-1 (14.4 ka).

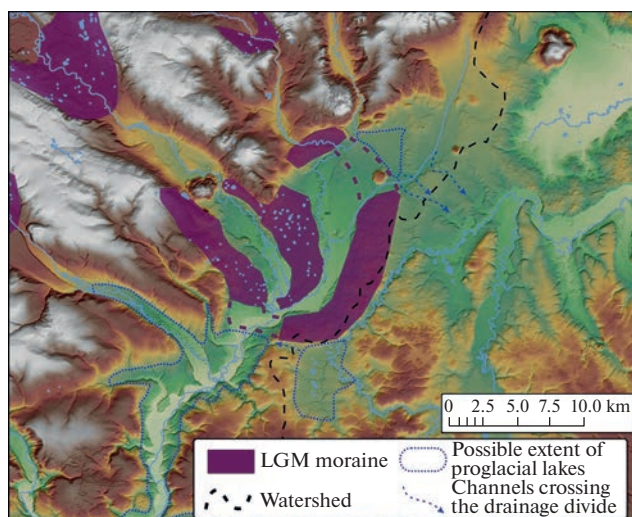
**Holocene.** Tephrochronological-based paleovolcanological studies provided data for the extent of Holocene volcanic deposits that completely bury the preceding landscape. In the area of study, those are the edifices of Kliuchevskoi and Bezymianny volcanoes (Melekestsev et al., 1974) with taluses sloping N and E from them, Young Shiveluch Volcano nested on the south slope of Pleistocene Shiveluch stratovolcano (Ponomareva et al., 2007), and monogenetic centres of Tolbachinsky Dol (Churikova et al., 2015) and of Plosky (Ushkovsky) Volcano (Ponomareva et al., 2013) with associated lava flows (fig. 2).

Kamchatka River and its tributaries significantly transform most of the CKD floor. The extent of their floodplain is indicated by a belt of free meandering and braided channels (fig. 3, (a, b)). Historical data for the 21st century (<https://allrivers.info>) provides maximum levels of flooding of 688 cm at the settlement of Dolinovka and 492 cm at the settlement of Kozyrevsk that support the morphological indicators. For some sites, Holocene fluvial terraces were dated by  $^{14}\text{C}$  (Karimov et al., 2020) or tephrochronological dating (Pevzner et al., 2006).

## DISCUSSION

The regional stage of lacustrine sedimentation was identified in the Late Glacial of the CKD since 30 ka (Ponomareva et al., 2021). During that time, the piedmont glaciers blocked the valley of the Kamchatka River (fig. 4) and caused the fill of a large lake reaching a depth of 150 m (Ponomareva et al., 2021). The period of its discharge, ca. 19–14 ka, falls within the cold period of the LGM (Mukhametshina et al., 2022) and therefore is unlikely to be caused by the retreat of glaciers. The sector collapse I at the Old Shiveluch volcano is estimated to occur ca. 16 ka; the age is extrapolated from a set of dates ca. 5 ka younger (Pevzner et al., 2013) and may have great uncertainty. However, the

пенное снижение высоты озерного осадконакопления. Источники пеплов *KP2*, *KZRI*, *OSH-1* — вулкан Шивелуч, *SR-4*, *ZR-1* — вулкан Заречный. Источники тephры *EVF-1*, *EVF-2* — неустановленные вулканы фронтальной зоны Восточного вулканического пояса, *SVK-1* — неустановленные вулканы в Срединном хребте; (b) — сводная тephростратиграфия изучаемого периода и вклад в нее отдельных разрезов. Цветом показано происхождение пеплов: зеленый — вулкан Заречный, синий и черный — вулкан Шивелуч (черный — Байдарный отрог), красный — прочие удаленные источники. Пепел SH#61a отмечает начало накопления субэразового почвенно-пирокластического чехла.



**Fig. 6.** The area of the drainage divide between the Kamchatka River and the Ozernaya River basins.

**Рис. 6.** Рельеф водораздела бассейнов рек Камчатка и Озерная.

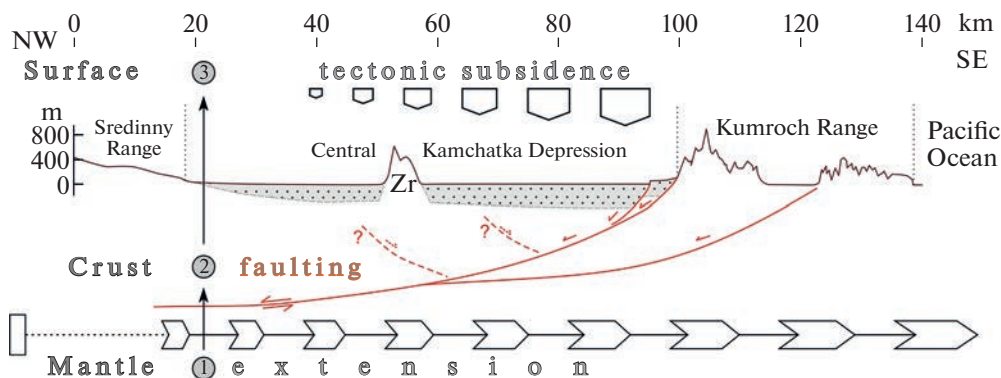
glacier accumulation zone and transit pathways had to change dramatically after the collapse. Since then, Kamchatka River valley has been cutting through the moraine and lowering the lake water-level.

The narrow and morphologically young canyon of the modern outflow from the CKD suggests that there was another outflow during most of the Quaternary. I.V. Melekestsev (1974) first proposed the possibility of northward drainage but provided no age estimates for the changes in the drainage pattern. The maximum elevation of identified lacustrine deposits at 155 m a.s.l. reaches the northern drainage divide between the Kamchatka River and the Ozernaya River basins. However, the LGM moraine surpasses the possible

overflow valley. With the height of a glacier added, the northern drainage required a much higher lake level to discharge northward. Indeed, no valleys comparable to the Kamchatka River valley have cut through the modern drainage divide (fig. 6), shaped by the pre-LGM Phase I glaciation some 50–30 ka (Barr and Solomina, 2014). Therefore, the drainage pattern of the CKD prior to the LGM was similar to the modern one, with an outflow eastward – across the Kumroch Range.

As the CKD has emerged and developed due to active tectonics (Melekestsev, 1974), the amount and distribution of deformations should be accounted for in any paleogeographic reconstructions. Known are the pattern of active faults and their sense (fig. 7), as well as the deformation rate estimate at the EKFZ further south (Kozhurin and Zelenin, 2017). Even though the fault zone topography on depth significantly affects the spatial distribution of surface deformations, it is still unknown. Moreover, the pattern of deformations rapidly changes above the northern tip of the subduction zone from slab rollback (Kozhurin, Zelenin, 2017) to arc-arc collision (Geist, Scholl, 1994). A belt of compression propagates westward from the Aleutians through the Kamchatsky peninsula (Kozhurin et al., 2014) and to the northern Kumroch and highlands north of Shiveluch. Submergence that created the CKD increases north and reaches its highest value somewhere at the lowest segment of Kumroch near the modern Kamchatka River valley, according to the model of Schellart et al. (2007).

The Kamchatka River valley is now cutting through the Kamaki moraine. Assuming the model of an LGM ice dam, the valley should be diverted by the front of the Kamaki glacier. The overflow might happen after the complete deglaciation when the base moraine becomes lower than the ridges of the end moraine. However, the deeply buried edifice of then-active Zarechny



**Fig. 7.** A schematic cross-section of the CKD along the modern drainage through the Kumroch Range. (Zr – Zarechny Volcano. Modern tectonic processes affecting the topography are shown after Kozhurin, Zelenin (2017). No vertical scale is implied for the subsurface objects).

**Рис. 7.** Схематический геологический разрез ЦКД вдоль линии современного стока р. Камчатки (Zr – вулкан Заречный). Современные тектонические процессы показаны по (Kozhurin, Zelenin, 2017). Вертикальный масштаб для геологических структур показан условно.

suggests that the rapid submergence has been happening to the CKD during the LGM and since then. The pulses of glaciation and continuous tectonic submergence constantly changed the dam height. The constantly changing volume of the lake basin hampered the development of the coastline. Moreover, the glacial load may increase the local effect of submergence.

Remnants of a giant lake still exist on the CKD floor. At least 415 lakes and 128 large patches of wetlands were identified here by the OpenStreetMap project (<https://www.openstreetmap.org>), with a total area of water surface comprising 196 square kilometres. When considered together, it is the third largest lacustrine system in Kamchatka, after Nerpichye and Kultuchnoe lagoon lakes, with a total area of 552 sq. km and Kronotskoe Lake, 245 sq. km (Bonk, 2015).

### CONCLUSION

The paper presents a reconstruction of landscapes during the global LGM and the Late Glacial based on the reviewed geomorphological data. Recently identified lacustrine outcrops suggested an existence of a giant paleolake in the CKD, which was the most prominent geomorphological feature of that time. The reassessed extent and timing of glaciation and volcanism provided the possible lake fill and discharge model due to the evolution of a piedmont glacier originating from the Old Shiveluch Volcano edifice. The lake discharge likely was gradual and started some 19 ka during the cold settings of LGM, and therefore did not have a climatic origin: as the accumulation zone of the Kamaki glacier was located at the highly active Shiveluch Volcano with known large sector collapses of that age, the changes in ice supply might be caused by the lowering of the volcanic edifice. The trend of the CKD tectonic submergence has been preventing the complete drainage of the paleolake. Even now, an enormous wide floodplain of the Kamchatka River hosts a lacustrine system with a total area of water surface comparable to the largest lakes of the peninsula.

### ACKNOWLEDGEMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation, grant No. 21-77-10102.

### REFERENCES

- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A. et al. (2007). Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, American Geophysical Union Geophysical Monograph*. Series 172. P. 37–55.  
<https://doi.org/10.1029/172GM04>
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 53. P. 72–87.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Barr I.D., Solomina O. (2014). Pleistocene and holocene glacier fluctuations upon the Kamchatka peninsula. *Global and Planetary Changes*. Vol. 113. P. 110–120.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.005>
- Bonk A.A. (2015). Kharakteristika presnovodnykh vo-doomov Kamchatki (Characteristics of freshwater reservoirs of Kamchatka). Petropavlovsk-Kamchatsky: KamchatGTU, WWF (Publ.). 52 p. (in Russ.)
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Evteeva J.S. et al. (1968). Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i oledeneniya Kamchatki (Stratigraphy of Quaternary deposits and glaciation of Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.). 228 p. (in Russ.)
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. (1997). Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia. *Quat. Res.* Vol. 47. Iss. 2. P. 125–139.  
<https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876>
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Sulerzhitsky L.D. (2005). New data on the Pleistocene deposits age in the Central Kamchatka depression. *Stratigraphy and Geological correlation*. Vol. 13 (1). P. 99–107.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Edwards B. et al. (2015). The Tolbachik volcanic massif: a review of the petrology, volcanology and eruption history prior to the 2012–2013 eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 307. P. 3–21.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.016>
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D. et al. (2009). The last glacial maximum. *Science*. Vol. 325. Iss. 5941. P. 710–714.  
<https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Geist E.L., Scholl D.W. (1994). Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka. *Tectonics*. Vol. 13. Iss. 3. P. 538–560.  
<https://doi.org/10.1029/94TC00428>
- Karimov T.D., Pevzner M.M., Uspenskaya O.N. et al. (2020). Floodplain of Kamchatka River: Age and specific of formation of sediments. *Bull. of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences*. Vol. 3. P. 58–74 (in Russ.)  
<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-47-3-58-74>
- Konstantinovskaya E.A. (2003). *Tektonika vostochnykh okrain Azii: strukturnoe razvitiye i geodinamicheskoe modelirovaniye* (Tectonics of the Eastern Margins of Asia: Structural Development and Geodynamic Modeling). Moscow: Scientific World (Publ.). 223 p. (in Russ.)
- Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R. et al. (2006). Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications. *Tectonophysics*. Vol. 417. P. 285–304.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.004>
- Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Pinegina T.K. (2008). Active faulting in the south of Central Kamchatka. *Vestnik Kamchatskoi regionalnoi assotsiatsii Uchebno-nauchnyi tsentr. Seriya: Nauki o Zemle*. Vol. 2. P. 10–27. (in Russ.)
- Kozhurin A.I., Pinegina T.K., Ponomareva V.V. et al. (2014). Rate of collisional deformation in Kamchatsky Peninsula, Kamchatka. *Geotectonics*. Vol. 48. No. 2. P. 122–138.  
<https://doi.org/10.1134/S001685211402006X>

- Kozhurin A., Zelenin E. (2017). An extending island arc: the case of Kamchatka. *Tectonophysics*. Vol. 706. P. 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.001>
- Kozhurin A.I. (2004). Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific Plates junction. *Tectonophysics*. Vol. 380. P. 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.024>
- Kraevaya T.S. (1977). Geneticheskie tipy gruboblo-mochnykh otlozhenii stratovulkanov (Genetic types of stratovolcanoes coarse clastic deposits). Moscow: Nedra (Publ.). 126 p. (in Russ.)
- Kraevaya T.S., Kuralenko N.P. (1983). Upper Pleistocene glacial deposits at foothills of active volcanoes of Kamchatka. *Volcanology and Seismology*. P. 25–35. (in Russ.)
- Kuprina N. (1970). Stratigrafiya i istoriya osadkonakople-niya pleistotsenovykh otlozhenii Centralnoi Kamchatki (Pleistocene deposits stratigraphy and history of sedi-mentation of Central Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.). 150 p. (in Russ.)
- Kushev S.L., Liverovsky Y.A. (1940). Geomorfologicheskii ocherk tsentral'noi kamchatskoi depressii (Geomor-phological article of the central Kamchatka depres-sion). Moscow: AN USSR (Publ.). 85 p. (in Russ.)
- Lander A.V., Shapiro M.N. (2007). The Origin of the Mod-ern Kamchatka Subduction Zone. *Volcanism and Sub-duction: the Kamchatka Region, Geophysical Monograph Series*. Vol. 172. Washington: American Geophysical Union (Publ.). P. 57–64. <https://doi.org/10.1029/172GM05>
- Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P. et al. (2020). The valley of the river Geyzernaya (Kamchatka): hy-drothermal activity and features of relief forming. *Geo-morfologiya*. No. 2. P. 60–73. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Melekestsev I.V. (1974). Major stages of the formation of modern relief of the Kurile-Kamchatka region. *Kam-chatka, Kurilskie i Komandorskie ostrova*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 337–344 (in Russ.)
- Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Erlich E.N. et al. (1974). Volcanic mountains and plains. *Kamchatka, Kurilskie i Komandorskie ostrova*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 162–234. (in Russ.)
- Mukhametshina E.O., Zelenin E.A., Pendea I.F. (2022). Reconstruction of Late Glacial Conditions of Exogenic Landscape Formation of Central Kamchatka: Data on Spore–Pollen Analysis. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 506. No. 1. P. 33–41. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700192>
- Ozornina S.P. (2011). Diatomaceous algae (bacillariophyta) of ancient deposition in Central Kamchatka depres-sion. *Vestnik Kamchatskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. Vol. 17. P. 84–100. (in Russ.)
- Pedoja K., Authemayou C., Pinegina T. et al. (2013). “Arc-continent collision” of the Aleutian-Komandorsky arc into Kamchatka: Insight into Quaternary tectonic seg-mentation through Pleistocene marine terraces and morphometric analysis of fluvial drainage. *Tectonics*. Vol. 32. No. 4. P. 827–842. <https://doi.org/10.1002/tect.20051>
- Pevzner M.M., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. (2006). Holocene soil-pyroclastic covers in the Central Kamchatka Depression: age, composition, features of sedimentation. *Vulkanologiya i seismologiya*. Vol. 1. P. 24–38. (in Russ.)
- Pevzner M.M., Babansky A.D., Tolstykh M.L. et al. (2013). Reconstruction of the magmatic system in the Shiveluch volcanic massif as a result of large-scale collapses of its edifice in the late Pleistocene–early Holocene. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 448. No. 1. P. 35–38. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1210011X>
- Pevzner M.M., Yashina O.V., Smyshlyaeva O.I. et al. (2019). Reference sections of Late–Middle Neopleis-tocene friable sediments in Kamchatka: Present-day state and issue of age, and perspectives of study. *Litho-logy and Mineral Resources*. No. 54. 119–144.
- Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al. (2020). Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kam-chatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 233. P. 106171. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. (2006). Sector collapses and large landslides on Late Pleisto-cene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 158. No. 1–2. P. 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.016>
- Ponomareva V.V., Churikova T., Melekestsev I.V. et al. (2007). Late Pleistocene–Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. *Vol-canism and Subduction: the Kamchatka Region, Ameri-can Geophysical Union Geophysical Monograph*. Series 172. P. 165–198. <https://doi.org/10.1029/172GM15>
- Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. (2013). Early Holocene M ~ 6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link be-tween terrestrial and marine paleoenvironmental re-cords. *Int. J. Earth Sci.* Vol. 102. P. 1673–1699. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0898-0>
- Ponomareva V., Gorbach N., Zelenin E. (2014). New data on large-scale collapses of Shiveluch volcano edifice. *Materialy regionalnoi konferentsii “Vulkanizm i svyazan-nye s nim protsessy”, posvyashchennoi Dnyu vulkanologa*. Peropavlovsk-Kamchatsky: Institut Vulkanologii i Seismologii DVO RAN (Publ.). P. 109–114. (in Russ.)
- Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E. et al. (2021). The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcano-logical and paleogeographic implications. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 257. P. 106838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106838>
- Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R. et al. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*. Vol. 446. No. 7133. P. 308–311. <https://doi.org/10.1038/nature05615>
- Volynets O.N., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V. et al. (1999). Kharchinsky and Zarechnyi volcanoes — unique centers of late Pleistocene magnesium basalts in Kamchatka: structural setting, morphology, geologic structure and age. *Volcanology and Seismology*. Vol. 20. P. 383–399.
- Zelenin E., Kozhurin A., Ponomareva V. et al. (2020). Tephrochronological dating of paleoearthquakes in ac-tive volcanic arcs: A case of the Eastern Volcanic Front on the Kamchatka Peninsula (northwest Pacific). *Jour-nal of Quaternary Science*. Vol. 35. No. 1–2. P. 349–361. <https://doi.org/10.1002/jqs.3145>

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ (П-ОВ КАМЧАТКА, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА) В ПОСЛЕДНИЕ 30 ТЫС. ЛЕТ<sup>1</sup>

Е. А. Зеленин<sup>a, #</sup>, А. Л. Гуринов<sup>b, d, e</sup>, А. Л. Захаров<sup>b</sup>, В. В. Пономарева<sup>c</sup>, С. Т. Гарипова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>c</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>d</sup>Национальный исследовательский университет "Высшая школа экономики", Москва, Россия

<sup>e</sup>Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

<sup>#</sup>E-mail: egor.zelenin@ginras.ru

В статье представлена реконструкция геоморфологических процессов в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в последние 30 тыс. лет, включая максимум последнего оледенения. В исследуемый период наиболее масштабными геоморфологическими процессами были рост и эволюция вулканических построек на фоне постоянного тектонического опускания ЦКД. Развитие ледников, спускавшихся с активных вулканов, зависело не только от общих климатических факторов, но и от истории извержений этих вулканов.

Наиболее заметной геоморфологической особенностью изучаемого времени являются формирование и спуск гигантского ледниково-подпрудного палеоозера. Накопленные данные о хронологии оледенений и вулканизма позволили предложить модель спуска палеоозера при постепенной деградации ледника, спускавшегося с вулкана Шивелуч. Спуск озера начался около 19 тыс. л. н., во время оледенения, и по всей видимости был связан не с климатическими факторами, а с секторными обрушениями, уменьшавшими ледом вулкана Шивелуч. Продолжающееся тектоническое опускание ЦКД препятствовало полному осушению этого палеоозера. Даже сейчас на аномально широкой пойме реки Камчатка располагается система озер, сопоставимая по площади с крупнейшими озерами полуострова.

**Ключевые слова:** п-ов Камчатка, поздний плейстоцен, ледниково-подпрудное палеоозеро, активная тектоника, вулканические формы рельефа, максимум последнего оледенения

<sup>1</sup> Ссылка для цитирования: Зеленин Е.А., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. и др. (2023). Геоморфологические процессы в Центральной Камчатской Депрессии (п-ов Камчатка, Северо-Западная Пацифика) в последние 30 тыс. лет // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 226–237. (на англ. яз.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>; <https://elibrary.ru/GLJFRD>

## СОДЕРЖАНИЕ ТОМ 54, № 1–4, 2023 Г.

DOI: 10.31857/S2949178923040187, EDN: CPDYMM

### ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ

<b>Александровский А.Л., Голосов В.Н., Замотаев И.В.</b> Темпы седиментации на поймах равнинных рек центра европейской части России по данным изучения почвенно-аллювиальных серий	1	17–36
<b>Иванов М.М., Голосов В.Н., Иванова Н.Н.</b> Баланс наносов и миграция <sup>137</sup> Cs в зоне Чернобыльского загрязнения: опыт и итоги исследований в бассейне р. Плавы, Тульская область	1	55–73
<b>Коротаев В.Н.</b> Формирование речных дельт внутриконтинентальных водоемов Арало-Каспийской аридной зоны (на примере рек Терека, Амударьи и Или)	3	3–13
<b>Кислов А.В.</b> К теории климата плиоцена – плейстоцена и голоцена	1	3–16
<b>Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т.</b> Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования	1	37–54

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

<b>Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Михалёв Д.В.</b> Аллювий р. Гейзерной (Камчатка): вещественный состав и особенности формирования	2	36–50
<b>Лукашов А.А., Смоктунович Т.Л.</b> Развитие эвразийских аналогов скэблендов в нижнем бьефе одной из Карельских ГЭС	2	3–13
<b>Новиков И.С., Михаревич М.В., Прудников С.Г.</b> Морфология рельефа внутриледного палеовулкана Дерби-Тайга и прилегающей части Азасского плато (Тоджинская котловина, северо-восточная Тува)	2	14–25
<b>Смирнов В.Н., Горячев Н.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю.</b> Морфодинамика склонов и берегов бухты Нагаева (Охотское море)	2	26–35

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

<b>Борисова О.К.</b> Лёссовобразование в Новой Зеландии в последнюю ледниковую эпоху и в современных условиях	2	61–79
<b>Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л., Бричёва С.С., Украинцев В.Ю., Лазукова Л.И., Рудинская А.И.</b> Колебания уровня озера Неро в голоцене	2	51–60

### НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

<b>Вашков А.А.</b> Геологическое строение и этапы формирования ледникового рельефа Городокской возвышенности (северо-восток Беларуси)	2	80–96
<b>Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Чернов А.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Косинцев П.А.</b> Косинские мезолитические стоянки в контексте истории природной среды верхнего Прикамья в позднеледниковье и раннем голоцене	1	74–89
<b>Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Новиков И.С., Васильев А.В.</b> Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай)	1	90–98
<b>Константинов Е.А., Захаров А.Л., Селезнева Е.В., Филиппова К.Г.</b> Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины	1	99–111

<b>Ларионов Г.А., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф., Горобец А.В., Кобыльченко (Куксина) Л.В., Крючков Н.Р.</b> Экспериментальная оценка механизма размыва в начальной стадии формирования оврага	2	97–104
<b>Лукьянычева М.С.</b> Геоморфология и история формирования ледниковых образований долины р. Еввьям (Корякское нагорье)	2	105–120
<b>Лящевская М.С., Базарова В.Б., Макарова Т.Р.</b> Развитие природной среды и эволюция озера Гнилое (юго-восточное Приморье) за последние 3300 лет	3	108–123
<b>Петрова Е.В., Гусаров А.В.</b> К вопросу о возрасте поверхности верхнего плато Среднего Поволжья	3	39–48
<b>Разжигаета Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Чаков В.В., Копотева Т.А., Климин М.А., Симонова Г.В.</b> Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга Дальнего Востока России	1	112–130
<b>Рудинская А.И., Беляев Ю.Р.</b> Селевой рельеф в бассейне Малой Пайпудыны (Полярный Урал)	3	14–25
<b>Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Ковалева О.А., Неевин И.А., Токарев М.Ю., Баширова Л.Д., Пономаренко Е.П.</b> Морфология и генезис подводных валов и гряд Восточно-Сибирского моря	3	26–38
<b>Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Янина Т.А., Курбанов Р.Н.</b> Хронология и условия развития криогенеза в лёссово-почвенных сериях Нижнего Поволжья	3	49–66
<b>Шварев С.В., Александрин М.Ю., Иванов М.М., Голосов В.Н.</b> Реконструкция особенностей формирования стока наносов на водосборе оз. Хорлакель (Северный Кавказ) за последние 8 тыс. лет (по геоморфологическим и лито-стратиграфическим данным)	3	81–107
<b>Lobacheva D.M., Badyukova E.N., and Makshaev R.R.</b> Sedimentary characteristics of Baer knolls deposits in the Volga River Delta	3	67–80

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

<b>Викторов А.С., Орлов Т.В., Архипова М.В., Капралова В.Н., Бондарь В.В.</b> Количественные закономерности морфологического строения абразионных берегов с развитием оползневых процессов в пределах криолитозоны (на примере побережий полуостровов Канин и Ямал)	3	124–137
<b>Сергеев И.С., Кукса К.А., Глебова А.Б.</b> Спектральный анализ рельефа с построением нейронной сети для решения поисковых задач на примере горного массива Лук-Тьен (Северный Вьетнам)	3	138–149
<b>Харченко С.В.</b> Способ корегистрации цифровых моделей высот для получения гидрологически корректного представления земной поверхности	3	150–164

#### СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК

##### ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ: ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

<b>Субетто Д.А., Федотов А.П., Разжигаета Н.Г.</b> Палеолимнологические исследования в России: от Калининграда до Камчатки	4	3–6
<b>Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Луговой Н.Н., Успенская О.Н., Фролов П.Д.</b> Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоемов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова	4	7–25
<b>Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Науменко М.А., Токарев М.Ю., Субетто Д.А.</b> Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных	4	26–39
<b>Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д., Аксенов А.О., Беляев П.Ю., Токарев М.Ю., Савельева Л.А., Потахин М.С., Орлов А.В., Корост С.Р., Кублицкий Ю.А., Локтев А.С.</b> Формирование крупнейших озер северо-запада России по восточной периферии Балтийского кристаллического щита	4	40–56
<b>Рязанцев П.А., Игнашов П.А.</b> Создание опорной трансекты на основе данных георадиолокации для водно-болотных угодий юго-восточной части Прионежской низменности	4	57–71

<b>Сапелко Т.В., Газизова Т.Ю., Моисеенко А.Д., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Русанов А.Г.</b> Особенности процесса изоляции озера Витальевского (остров Валаам) и динамика растительности в связи с изменением уровня Ладожского озера в позднем голоцене	4	72–89
<b>Ludikova A.V., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Shikhirina K.A.</b> Sediment record of the earliest stage of the evolution of Lake Kanozero (SW Kola Peninsula): new data for regional deglaciation reconstructions and relative sea-level studies	4	90–104
<b>Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Гуринов А.Л., Вахрамеева Е.А., Лосюк Г.Н., Шилова О.С., Луговой Н.Н.</b> Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковые – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть)	4	105–130
<b>Нигматуллин Н.М., Фролова Л.А.</b> Сообщества Cladocera озера Аркто-Пимберто (Ненецкий АО) в среднем и позднем голоцене	4	131–144
<b>Филиппова К.Г., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Кузьменкова Н.В., Медведев А.А., Мельников М.Г.</b> Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область)	4	145–162
<b>Самусь А.В., Константинов Е.А., Борисова О.К., Лазукова Л.И.</b> Трансформация растительных сообществ на рубеже плейстоцена и голоцена в Ростовской низине (Ярославская область)	4	163–178
<b>Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М., Юсупова А.Р., Нургалиев Д.К.</b> Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово	4	179–194
<b>Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В., Нигматуллин Н.М., Нигаматзянова Г.Р., Нургалиев Д.К.</b> Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений	4	195–206
<b>Страховенко В.Д., Малов Г.И., Овдина Е.А., Малов В.И.</b> Минеральный состав и условия формирования донных отложений малых озер плато Укок (Горный Алтай)	4	207–225
<b>Zelenin E.A., Gurinov A.L., Zakharov A.L., Ponomareva V.V., Garipova S.T.</b> Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (the Kamchatka Peninsula, NE Pacific) during the last 30 ka	4	226–237