

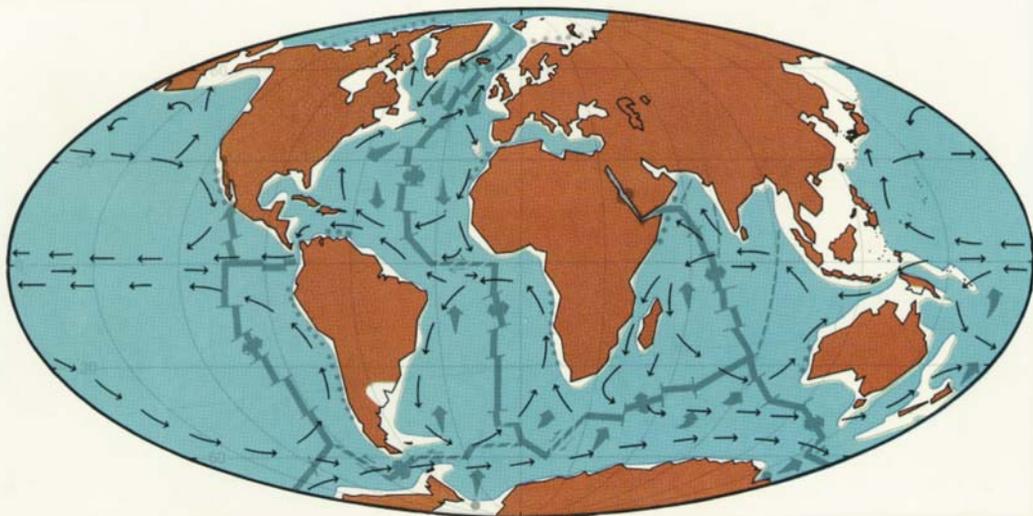


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ  
ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

Материалы  
XXV  
Международной  
научной  
конференции  
(Школы)  
по морской  
геологии  
Москва  
2023

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

## Том I



*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН*

**ГЕОЛОГИЯ  
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

**Материалы XXV Международной научной конференции  
(Школы) по морской геологии**

**Москва, 13–17 ноября 2023 г.**

**Том I**

**GEOLOGY  
OF SEAS AND OCEANS**

**Proceedings of XXV International Conference on Marine  
Geology**

**Moscow, November 13–17, 2023**

**Volume I**

Москва / Moscow  
ИО РАН / IO RAS  
2023

**ББК 26.221**  
**Г35**  
**УДК 551.35**

**Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: ИО РАН, 2023. – 282 с.**

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XXV Международной научной конференции (Школе) по морской геологии, опубликованные в четырех томах.

В томе I рассмотрены проблемы изучения полярных регионов, а также исследований по проблеме «Система Белого моря».

*ISBN 978-5-6051054-0-4*

*DOI: 10.29006/978-5-6051054-0-4-2023*

Доклады опубликованы в авторской редакции.

Ответственный редактор к.г.-м.н. Н.В. Политова

Рецензенты

академик Л.И. Лобковский, д.г.-м.н. М.А. Левитан,

д.г.-м.н. А.Е. Рыбалко, д.г.-м.н. И.А. Немировская, к.г.-м.н. М.Д.

Кравчишина

**Geology of seas and oceans: Proceedings of XXV International Conference on Marine Geology. Vol. I. – Moscow: IO RAS, 2023. – 282 pp.**

The reports of marine geologists, geophysicists, geochemists and other specialists of marine science at XXV International Conference on Marine Geology in Moscow are published in four volumes.

Volume I includes reports devoted to the problems of research of polar regions, and also of the investigations on problem “White Sea system”.

**ISBN 978-5-6051054-0-4**  
**ББК 26.221**

**© ИО РАН 2023**

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### Морская геология Арктики и Антарктики

<i>Алаторцев А.В., Астахов А.С.</i> Возможности и проблемы литостратиграфии голоценовых отложений шельфа восточноарктических морей РФ	16
<i>Алексеева Т.Н., Булохов А.В., Козина Н.В.</i> Гранулометрический состав поверхностных осадков Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря	21
<i>Анохин В.М., Дудакова Д.С., Науменко М.А., Ревунова А.В., Пятков И.М.</i> Результаты литологического изучения донных отложений Ладожского озера	26
<i>Брусиловский Ю.В., Балувев А.С.</i> Глубинная структура земной коры Архангельской алмазоносной провинции по материалам комплексного анализа геофизических данных	31
<i>Ваништейн Б.Г., Семенов П.Б., Лодочникова А.С., Мозгов Е.В.</i> Газогеохимические исследования в пределах Долгинского нефтяного месторождения	36
<i>Вологина Е.Г., Аксентов К.И., Ким Д.В., Алаторцев А.В.</i> Характеристика поверхностных донных отложений юго-западной части Чукотского моря	39
<i>Гаврилов А.В., Малахова В.В.</i> Составление карты шельфовой криолитозоны России на основе численного моделирования с учетом геологических факторов	44
<i>Гусев Е.А., Попова Е.А., Крылов А.А., Каминский Д.В., Яржембовский Я.Д., Элькина Д.В., Новихина Е.С., Костромина Н.А., Алексеев А.Ю., Семенов П.Б., Комаров А.Ю., Бочкарев А.В., Захаров В.Ю., Мальшев С.А., Богин В.А., Макаров А.С., Пронин И.С.</i> Морские геологические экспедиции ВНИИОкеангеология в 2022-2023 гг.	48
<i>Доманов М.М., Хусид Т.А., Гагарин В.И., Буханов М.В.</i> Оценка связи распределения бентосных фораминифер: <i>Reophax.spp.</i> , <i>Cribrostomoides subglobosus</i> и <i>Adercotryma glomerata</i> с условиями среды в северной части моря Лаптевых	52
<i>Друщиц В.А.</i> Динамика осадочного материала и разгрузка природного газа на континентальной окраине Арктики	54
<i>Дубинина Е.О., Коссова С.А., Чижова Ю.Н., Авдеенко А.С.</i>	58

Изотопные ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ , $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , $[\text{DIC}]$ ) характеристики вод СЗ части Берингова моря	
<i>Зайончек А.В., Соловьев А.В.</i> Позднемеловой (сеноман-коньяк) этап развития рифтинга в северной части Северной Атлантики и Арктическом бассейне	63
<i>Захаров В.Г.</i> Оппозиция режима ледовитости в морях трассы Севморпути в XX-XXI вв.	68
<i>Иванов М.В., Аксентов К.И., Алаторцев А.В.</i> Распределение ртути в донных осадках в восточном секторе Арктики	73
<i>Исаев В.С., Котов П.И., Шевчук Я.О., Киока А.</i> Количественная оценка отступления берега с использованием наземного лазерного сканирования (на примере Уральского берега Байдарацкой губы)	78
<i>Ким Д.В., Аксентов К.И., Саттарова В.В., Астахов А.С., Иванов М.В., Алаторцев А.В.</i> Ртуть в датированных кернах донных осадков восточной Арктики	83
<i>Коссова С.А., Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н.</i> Оценка изотопных параметров ( $\delta\text{D}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) речного стока в условиях многокомпонентного опреснения на примере рек Обь и Енисей	88
<i>Крылов А.А., Логвина Е.А., Зыков Е.А., Урванцев Д.М., Семёнов П.Б., Мальшев С.А., Гусев Е.А.</i> Механизмы формирования икаита в донных отложениях Арктического шельфа	92
<i>Малахова В.В.</i> Моделирование зоны стабильности гидратов метана в условиях субаквальной криолитозоны	96
<i>Маслов А.В., Политова Н.В., Ключиткин А.А., Козина Н.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Алексеева Т.Н., Шевченко В.П.</i> Систематика редкоземельных элементов, Th и Sc в поверхностных донных осадках ряда районов Норвежско-Гренландского бассейна	101
<i>Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Якимова К.С.</i> Находки гранулированного вивианита в северо-восточной части Баренцева моря	106
<i>Найдина О.Д.</i> Роль палинологических данных осадков шельфа моря Лаптевых для корреляции палеоклиматических	109

- событий последнего межледникового в Арктике  
*Новигатский А.Н., Еремеев А.Д., Родикова В.Г., Ткачева Е.С., Филиппов А.С., Саввичев А.С., Шевченко В.П.* Состав нерастворимых частиц снега на мысе Челюскин по данным Большой арктической экспедиции 2022-2023 годы 113
- Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Булохов А.В., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.* Среднегодовой поток органического углерода на дно в арктических морях России: сопоставление расчетных данных по первичной продукции и инструментальных данных седиментационных ловушек 118
- Новичкова Е.А., Якимова К.С., Клювиткина Т.С., Лозинская Л.А., Чеховская М.П., Агафонова Е.А., Кравчишина М.Д., Матуль А.Г.* Придонная палеоциркуляция в районе хр. Книповича (Норвежское море) в позднем плейстоцене и голоцене 123
- Овсеян Е.А., Дорохова Е.В., Овсеян Я.С., Алиев Р.А., Джин Я.К.* Механизмы осадконакопления в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря по гранулометрическим данным 128
- Пижанкова Е.И., Гаврилов А.В.* Криосфера арктических шельфовых морей и свойственные ей современные геологические процессы и явления 132
- Полтавская Н.А., Гершелис Е.В., Гусева Н.В., Чаркин А.Н., Ярощук Е.И. Семилетов И.П.* Концентрации тяжелых металлов в донных осадках Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) 136
- Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И.* Геологические исследования в экспедиции «Северный Полюс-41»: полевые методы и первые результаты 139
- Рубан А.С.* Метан-производные карбонаты континентального склона моря Лаптевых: минералого-геохимическая характеристика и условия формирования 144
- Русаков В.Ю., Лукманов Р.А., Травкина А.В.* Возможные причины резкого снижения скоростей седиментации на Сибирском арктическом шельфе на границе голоцена и антропоцена 149

- Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Кудинов А.А., Бирюк М.А., Токарев М.Ю., Рябчук Д.В., Буданов Л.М., Григорьев А.Г., Старовойтов А.В.* Голоценовая геодинамика Кандалакшского залива Белого моря и ее роль в формировании четвертичного покрова донных осадков 154
- Рябчук Д.В., Талденкова Е.Е., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Прищепенко Д.В., Ковалева О.А.1, Носевич Е.С., Неевин И.А., Терехина Я.Е., Баширова Л.Д., Пономаренко Е.П., Чекулаев А.В., Григорьев А.Г.* Палеогеография, геоморфология и эволюция среды седиментации прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря (от о-ва Жохова до устья р. Индигирки) в позднем неоплейстоцене-голоцене 159
- Селютин С.А.* Результаты рентгенофлуоресцентного сканирования кернов осадков ЮЗ части Чукотского моря 164
- Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Буданов Л.М.* Новые данные по сейсмостратиграфии четвертичных отложений прибрежного шельфа Берингова моря 167
- Сергеева В.М., Лейченков Г.Л.* Ранняя история раскрытия океана между Антарктидой и Австралией 172
- Сломнюк С.В., Новичкова Е.А., Смирнова К.М., Козина Н.В., Баранов Б.В., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д.* Литологическая характеристика и комплексы микрофоссилий осадков контуритового дрефта в Карском море 176
- Смирнова В.В., Луговой Н.Н.* Парагляциальные берега архипелага Северная Земля 181
- Стародымова Д.П., Кравчишина М.Д., Новичкова Е.А., Козина Н.В., Сломнюк С.В., Якимова К.С.* Особенности литологии и геохимии осадков в районе покмарков хребта Вестнезе (континентальный склон Шпицбергена) 186
- Суетнова Е.И.* Нелинейная динамика изменения температуры в морском дне при быстрой эрозии поверхности дна в северных морях 191
- Сухих Е.А., Кокин О.В., Росляков А.Г.* Литолого-минералогические индикаторы гляциодинамического воздействия в донных отложениях районов проявления 193

- ледовой экзарации в юго-западной части Карского моря  
*Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А.* 198  
 Количественные параметры постседиментационных преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления
- Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Руденко О.В., Зарецкая Н.Е., Степанова А.Ю., Баух Х.А.* Бореальная трансгрессия на восточном побережье Белого моря 203
- Ульянцев А.С., Стрельцова Е.А., Братская С.Ю., Чаркин А.Н.* 208  
 Радиоактивность природных и техногенных нуклидов в поверхностных донных осадках Чаунской губы

#### **Система Белого моря, 4-D исследования**

- Бадюкова Е.Н.* Происхождение песков Кузомень в устье Варзуги 214
- Голикова Е.А., Челкак А.Д., Стодольская А.Н., Аристов Д.А., Корсун С.А.* Сезонная динамика литоральных фораминифер в двух губах субарктического Белого моря 218
- Демиденко Н.А.* Временные масштабы изменчивости концентрации взвешенного вещества в приливных эстуариях Мезени и Кулоя 222
- Демиденко Н.А., Коченкова А.И., Лохов А.С., Лецев А.В.* 227  
 Факторы проникновения соленых вод в рукава дельты Северной Двины
- Иванова Д.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Радченко И.Г.* 232  
 Сезонная динамика структуры фитопланктона стратифицированного озера Кисло-Сладкое, отделяющегося от Белого моря, в 2021 г.
- Коробов В.Б., Лохов А.С.* Статистические характеристики приливных осушек малых рек Двинского и Онежского заливов Белого моря 236
- Коченкова А.И., Стародымова Д.П., Гордеев В.В.* 241  
 Нахождения металлов во взвеси Северной Двины в течение 2016 года
- Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Лабунская Е.А., Соколовская Ю.Г., Пацаева С.В., Лобышев В.И.* Цветные экологические 246

ниши в водоемах прибрежной зоны Белого моря	
<i>Махнович Н.М.</i> Макрозообентос на осушках устья р. Пыя	251
<i>Мискевич И.В., Лецев А.В., Лохов А.С., Чульцова А.Л.</i>	254
Некоторые особенности гидрологических и гидрохимических характеристик устьевого взморья р. Онеги в Белом море в летнюю межень	
<i>Мискевич И.В., Мосеев Д.С., Лохов А.С.</i> Некоторые особенности формирования геобиохимических характеристик устьев рек о. Вайгач в летнюю межень	258
<i>Мосеев Д.С., Мискевич И.В., Котова Е.И.</i> Макрофиты в лагунах Баренцева и Белого морей и их влияние на кислородонасыщение	263
<i>Мосеев Д.С., Сергиенко Л.А.</i> Нитрофитные растительные сообщества на побережье Белого моря (Онежский полуостров)	267
<i>Саввичев А.С., Демиденко Н.А., Беленкова В.В., Кадников В.В., Русанов И.И., Горленко В.М.</i> Микробные сообщества и микробные процессы водной тощи губы Канда – водоема искусственно отделенного от Кандалакшского залива Белого моря	272
<i>Толстиков А.В., Белевич Т.А., Галахина Н.Е., Здоровеннов Р.Э., Зимин А.В.</i> Результаты исследований зимнего режима устьевой области р. Кемь в 2021–2023 гг.	277

## CONTENTS

<b>Marine geology of the Arctic and Antarctic regions</b>	
<i>Alatortsev A.V., Astakhov A.S.</i> Possibilities and problems of East Siberian shelf Holocene sediments lithostratigraphy	16
<i>Alekseeva T.N., Bulokhov A.V., Kozina N.V.</i> Grain-size composition of surface sediments of the Norwegian-Greenland Basin and the Barents Sea	21
<i>Anokhin V.M., Dudakova D.S., Naumenko M.A., Revunova A.V., Pyatov I.M.</i> Results of lithological study of bottom sediments of Lake Ladoga	26
<i>Brusilovsky Yu.V., Baluev A.S.</i> Deep structure of the earth's crust of the Arkhangelsk diamond-bearing province based on the materials of integrated analysis of geophysical data	31
<i>Vanshtein B.G., Semenov P.B., Lodochnikova A.S., Mozgov E.V.</i> Gas-hydrogeochemical studies within the Dolginskoye oil field	36
<i>Vologina E.G., Akseptov K.I., Kim D.V., Alatortsev A.V.</i> Characteristics of surface bottom sediments of the southwestern part of the Chukchi Sea	39
<i>Gavrilov A.V., Malakhova V.V.</i> Compilation of a map of the shelf permafrost zone of Russia based on numerical modeling, taking into account geological factors	44
<i>Gusev E.A., Popova E.A., Krylov A.A., Kaminsky D.V., Yarzhembovskiy Ya.D., Elkina D.V., Novikhina E.S., Kostromina N.A., Alexeev A.Yu., Semenov P.B., Komarov A.Yu., Bochkarev A.V., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Bogin V.A., Makarov A.S., Pronin I.S.</i> Marine geological expeditions of VNIIOkeangeologiya in 2022-2023	48
<i>Domanov M.M., Khusid T.A., Gagarin V.I., Bukhanov M.V.</i> Assessment of the relationship between the distribution of benthic foraminifers: <i>Reophax</i> spp., <i>Cribrostomoides subglobosus</i> and <i>Adercotryma glomerata</i> with environmental conditions in the northern part of the Laptev Sea	52
<i>Drouchits V.A.</i> Sedimentation dynamics and natural gas discharge on the Arctic continental margin	54
<i>Dubinina E.O., Kossova S.A., Chizhova Yu.N., Avdeenko A.S.</i>	58

Isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ , $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , $[\text{DIC}]$ ) parameters of NW part of the Bering Sea waters	
<i>Zayonchek A.V., Soloviev A.V.</i> Late Cretaceous (Cenomanian–Coniacian) stage of development of rifting in the northern part of the North Atlantic and the Arctic basin	63
<i>Zakharov V.G.</i> Opposition of the ice cover regime in the seas of Northern Sea Way in the XXth–XXIst centuries	68
<i>Ivanov M.V., Aksentov K.I., Alatorsev A.V.</i> Distribution of mercury in bottom sediments in the eastern sector of the Arctic	73
<i>Isaev V.S., Kotov P.I., Shevchuk YA.O., Kioka A.</i> Quantifying coast retreat using terrestrial laser scanning: a case study from Ural coast of Baydaratskaya Bay	78
<i>Kim D.V., Aksentov K.I., Sattarova V.V., Astakhov A.S., Ivanov M.V., Alatorsev A.V.</i> Mercury in dated sediment cores of the eastern Arctic	83
<i>Kossova S.A., Dubinina E.O., Chizhova Yu.N.</i> Estimation of river runoff isotopic parameters ( $\delta\text{D}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) under conditions of multicomponent freshening using the example of the Ob and Yenisei rivers	88
<i>Krylov A.A., Logvina E.A., Zykov E.A., Urvantsev D.M., Semenov P.B., Malyshev S.A., Gusev E.A.</i> Mechanisms of ikaite formation in bottom sediments of the Arctic shelf	92
<i>Malakhova V.V.</i> Modeling of methane hydrate stability zone in submarine permafrost settings	96
<i>Maslov A.V., Politova N.V., Klyuvitkin A.A., Kozina N.V., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Novichkova E.A., Alekseeva T.N., Shevchenko V.P.</i> Systematics of rare earth elements, Th and Sc in surface bottom sediments in some areas of Nordic Seas	101
<i>Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Iakimova K.S.</i> Findings of granulated vivianite in the northeastern Barents Sea	106
<i>Naidina O.D.</i> The role of palynological data of Laptev Sea shelf sediments for the correlation of paleoclimatic events of the last interglacial in the Arctic	109
<i>Novigatsky A.N., Yermeev A.D., Rodikova V.G., Tkacheva</i>	113

<i>E.S., Filippov A.S., Savvichev A.S., Shevchenko V.P.</i> Composition of insoluble snow particles at Cape Chelyuskin according to data from the Great Arctic Expedition 2022–2023	
<i>Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Bulohov A.V., Politova N.V., Filippov A.S., Shevchenko V.P.</i> Average annual flux of organic carbon to the bottom in the arctic seas of Russia: a comparison of estimated primary production data and research instrument data from sediment traps	118
<i>Novichkova E.A., Iakimova K.S., Klyuvitkina T.S., Lozinskaya L.A., Chekhovskaya M.P., Agafonova E.A., Kravchishina M.D., Matul A.G.</i> The near-bottom paleocirculation in the Knipovich Ridge area (Norwegian Sea) in the Late Pleistocene and Holocene	123
<i>Ovsepyan E.A., Dorokhova E.V., Ovsepyan Ya.S., Aliev R.A., Jin Y.K.</i> Mechanisms of sedimentation in the northeastern part of the East Siberian Sea based on grain-size data	128
<i>Pizhankova E.I., Gavrilov A.V.</i> Cryosphere of the Arctic shelf seas and modern geological processes and phenomena characteristic of it	132
<i>Poltavskaya N.A., Gershelis E.V., Guseva N.V., Charkin A.N., Yaroschuk E.I., Semiletov I.P.</i> Composition of trace elements in bottom sediments of the Chaunskaya Bay (East Siberian Sea)	136
<i>Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I.</i> Geological research in the expedition "North Pole-41": field methods and first results	139
<i>Ruban A.S.</i> Methane-derived authigenic carbonates from Laptev Sea continental slope: mineralogy, geochemistry and environment of formation	144
<i>Rusakov V.Y., Lukmanov R.A., Travkina A.V.</i> Possible reasons for the sharp decrease in the sedimentation rate on the Siberia Arctic Shelf at the turn of the Holocene and Anthropocene	149
<i>Rybalko A.E., Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Kudinov A.A.,</i>	154

- Biryuk M.A., Tokarev M.Yu., Ryabchuk D.V., Budanov L.M., Grigorjev A.G., Starovoytov A.V.* Holocene geodynamics of the Kandalaksha Bay of the White Sea and its role in the formation of the Quaternary cover of bottom sediments
- Ryabchuk D.V., Taldenkova E.E., Sergeeva A.Yu., Zhamoïda V.A., Budanov L.M., Prishchepenko D.V., Kovaleva O.A., Nosevich E.S., Neevin I.A., Terekhina Ya.E., Bashirova L.D., Ponomarenko E.P., Chekulaev A.V., Grigoriev A.G.* Paleogeography, geomorphology and evolution of sedimentation processes in the East Siberian Sea coastal shelf (from Zhokhov Island to Indigirka River mouth) in the Late Pleistocene-Holocene 159
- Selyutin S.A.* Results of X-ray fluorescence scanning of sediment cores from the SW Chukchi Sea 164
- Sergeev A.Yu., Zhamoïda V.A., Budanov L.M.* New data on seismic stratigraphy of Quaternary sediments of the Bering Sea coastal shelf 167
- Sergeeva V.M., Leitchenkov G.L.* Early history of ocean opening between Antarctica and Australia 172
- Slomnyuk S.V., Novichkova E.A., Smirnova K.M., Kozina N.V., Baranov B.V., Matul A.G., Kravchishina M.D.* Lithologic characterization and microfossil assemblages of contourite drift sediments in the Kara Sea 176
- Smirnova V.V., Lugovoy N.N.* Paraglacial coasts of the Severnaya Zemlya archipelago 181
- Starodymova D.P., Kravchishina M.D., Novichkova E.A., Kozina N.V., Slomnyuk S.V., Iakimova K.S.* Lithological and geochemical features of sediments in the pockmarks of the Vestnese Ridge (Svalbard continental slope) 186
- Suetnova E.I.* Nonlinear dynamic of the temperature evolution inside the ocean floor due to the fast erosion of the seabed in the northern seas 191
- Sukhikh E.A., Kokin O.V., Roslyakov A.G.* Lithological and mineralogical indicators of the glaciodynamic impact in bottom sediments of the ice gouging areas in the southwestern Kara Sea 193

<i>Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R., Levitan M.A.</i>	198
Quantitative parameters of post-sedimentation transformations in Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau (Norwegian Sea) depending on their accumulation conditions	
<i>Taldenkova E.E., Ovsepyan Ya.S., Rudenko O.V., Zaretskaya N.E., Stepanova A.Yu., Bauch H.A.</i>	203
Boreal transgression on the eastern White Sea coast	
<i>Ulyantsev A.S., Streltsova E.A., Bratskaya S.Yu., Charkin A.N.</i>	208
Radioactivity of natural and anthropogenic nuclides in surface bottom sediments of the Chaun Bay	

### **White Sea System, 4-D investigations**

<i>Badyukova E.N.</i>	214
Kuzomen sands origin at the mouth of Varzuga	
<i>Golikova E.A., Chelkak A.D., Stodolskaya A.N., Aristov D.A., Korsun S.A.</i>	218
Seasonal dynamics of intertidal foraminifera in two inlets of the subarctic White Sea	
<i>Demidenko N.A.</i>	222
Time scales of the variability of the suspended sediment concentration in the Mezen and Kuloy tidal estuaries	
<i>Demidenko N.A., Kochenkova A.I., Lokhov A.S., Leshchev A.V.</i>	227
Factors of salt water intrusion into the branches of the Northern Dvina delta	
<i>Ivanova D.A., Krasnova E.D., Voronov D.A., Radchenko I.G.</i>	232
Seasonal dynamics of phytoplankton structure in stratified lake Kislo-Sladkoe, partially separated from the White Sea, in 2021	
<i>Korobov V.B., Lokhov A.S.</i>	236
Statistical characteristics of the small river's foreshore areas of the Dvina and Onega Bays, White Sea	
<i>Kochenkova A.I., Starodymova D.P., Gordeev V.V.</i>	241
Forms of occurring of metals in the suspended sedimentary matter of the Northern Dvina estuarine zone during 2016	
<i>Krasnova E.D., Voronova D.A., Labunskaya E.A., Sokolovskaya Yu.G.; Patsaeva S.V., Lobyshev V.I.</i>	246
Colored ecological niches in the water bodies of the coastal zone of	

the White Sea	
<i>Makhnovich N.M.</i> Macrozoobenthos on the drying zone of the Pyya estuary	251
<i>Miskevich I.V., Leshchev A.V., Lohov A.S., Chulsova A.L.</i> Some features of the hydrological and hydrochemical characteristics of the estuarine coastal zone of the river Onega in the White Sea in summer low	254
<i>Miskevich I.V., Moseev D.S., Lohov A.S.</i> Some features of the formation of geobiochemical characteristics of the mouths of the rivers of Vaigach Island in the summer low water	258
<i>Moseev D.S., Miskevich I.V., Kotova E.I.</i> Macrophytes in the lagoons of the Barents and White Seas' marshes, and their influence on oxygen saturation	263
<i>Moseev D.S., Sergienko L.A.</i> Nitrophytic communities on the coast of the White Sea (Onega Peninsula)	267
<i>Savvichev A.S., Demidenko N.A., Belenkova V.V., Kadnikov V.V., Rusanov I.I., Gorlenko V.M.</i> Microbial communities and microbial processes in the water column of Kanda Bay, a water reservoir artificially separated from the Kandalaksha Bay of the White Sea	272
<i>Tolstikov A.V., Belevich T.A., Galakhina N.E., Zdorovenov R.E., Zimin A.V.</i> The results of studies of the winter regime of the mouth area of Kem' river in 2021–2023	277

***МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ  
И АНТАРКТИКИ***

***MARINE GEOLOGY OF THE  
ARCTIC AND ANTARCTIC  
REGIONS***

## **Алаторцев А.В., Астахов А.С.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: [alatorstev@poi.dvo.ru](mailto:alatorstev@poi.dvo.ru))

### **Возможности и проблемы литостратиграфии голоценовых отложений шельфа восточноарктических морей РФ**

**Alatortsev A.V., Astakhov A.S.**

(Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

### **Possibilities and problems of East Siberian shelf Holocene sediments lithostratigraphy**

Ключевые слова: голоцен, восточноарктические моря, послеледниковая трансгрессия, гранулометрический состав, геохимия, радиоуглеродное датирование, ледовое /айсберговое выпавивание

В работе обобщены данные по возрасту и составу голоценовых отложений шельфа восточноарктических морей РФ. Наиболее изучены моря Лаптевых и Чукотское, а в Восточно-Сибирском море менее изучена как общая стратиграфия, так и палеоокеанологические особенности накопления донных отложений, что требует дальнейшего более детального исследования.

При активизации хозяйственной деятельности на шельфе морей Восточной Арктики, включающей поиск и разработку месторождений полезных ископаемых, прокладку трубопроводов и кабелей связи, налаживание транспортно-логистической системы Северного морского пути, все большее значение приобретает изучение процессов, определяющих динамику рельефа прибрежно-шельфовой зоны и скорости осадконакопления. Основным направлением таких исследований является изучение верхней части осадочного чехла с определением его возраста и условий формирования. Подобные исследования проведены в море Лаптевых [1–5], но не выполнялись в Восточно-Сибирском из-за труднодоступности, широкого распространения мерзлых голоценовых осадков и интенсивной ледовой/айсберговой экзарации [6–7].

Колонки донных отложений, использованные для исследования, были получены гравитационной трубкой в рейсах LV77 и LV83 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рис. 1). Химический состав кернов осадков при первичном изучении анализировался методом неразрушающего рентгенофлуоресцентного сканирования [8]. Измерения проводились с шагом 3 мм с помощью мобильного спектрометра Olympus Vanta. Количественный элементный анализ (рис. 2) выполнялся рентгенофлуоресцентным методом на энергодисперсионном спектрометре ARL Quant'X, Thermo Fisher Scientific Inc. по стандартной методике. Гранулометрический состав отложений определялся с помощью

анализатора размера частиц «Analysette 22 NanoTec» (Fritsch).

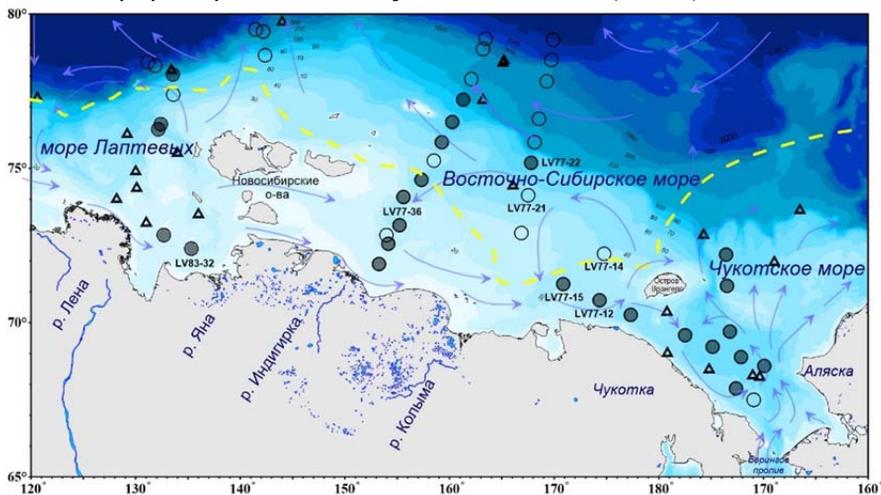


Рисунок 1. Расположения изученных колонок голоценовых отложений.

Кружками показаны станции LV77 и LV83 с изученным химическим составом, в том числе датированные (залитый кружок); треугольниками показаны изученные и датированные колонки других исследователей.

Возраст осадков определен методом AMS<sup>14</sup>C датирования раковин моллюсков в различных лабораториях. Для некоторых колонок он корректировался датировками, полученными методом оптически стимулированной люминесценции кварца [9]. Материал для анализа был получен из интервалов, обогащенных ракушей и раковинным детритом [10]. Калибровка с переводом радиоуглеродных дат в календарные выполнялась с помощью версии 8.2 программы Calib [11] с использованием калибровочной кривой Marine13 [12] и поправки на резервуарный эффект [13].

Установлена уже известная зависимость положения мелководных отложений на различных глубинах, возникшая в ходе послеледниковой трансгрессии моря. В качестве примера можно привести колонки LV77-36 (рис. 2) [10] и LV83-32, где по нашим данным хорошо отражено трансгрессивное строение. Изученный осадочный разрез LV83-32 включает шельфовые осадки послеледниковой трансгрессии, накопившиеся при последовательном повышении уровня моря вблизи дельты реки Яна, и нижележащие отложения пресноводных бассейнов. Датированные отложения, возраст которых около 8 тыс. лет (верхние 120 см) накопились при современном положении уровня моря и на последних стадиях трансгрессии. Этапы трансгрессии хорошо прослеживаются по изменениям экологических комплексов диатомей и вариациям солености, показателями

которой приняты величина  $\delta^{13}\text{C}$  и значения  $\text{Br}/\text{C}_{\text{орг}}$  [14].

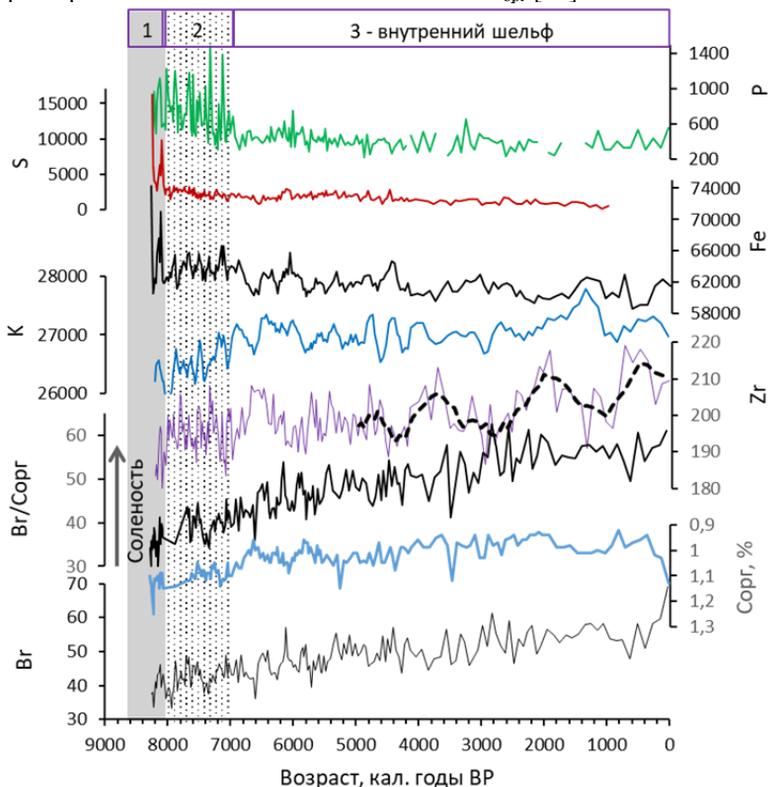


Рисунок 2. Трансгрессивное строение голоценовых отложений Восточно-Сибирского моря (LV77-36) отражаемое их химическим составом (1 – эстуарий, 2 – мелководный залив, 3 – внутренний шельф). Содержания химических элементов приведены в мг/кг ( $10^{-4}\%$ ). На диаграмме Zr штриховой линией показан тренд, иллюстрирующий климатические циклы Бонда и вариации ледовых условий [10, 13].

В колонке LV77-36 (рис. 2) по вариациям содержаний отдельных химических элементов и их групп можно выделить по крайней мере три слоя осадков, накопившихся в различных условиях в палеодолине реки Индигирка. Первый слой с возрастом более 8.2 тыс. лет характеризуются резко аномальными содержаниями Fe и S при повышенном  $\text{C}_{\text{орг}}$ , что свидетельствует о формировании их в аноксидных условиях в период от 8.2 до 7.2 тыс. лет. Второй слой накапливался с очень большой скоростью [9] в бассейне с пониженной соленостью и отличаются аномально высоким содержанием P, повышенными – Fe,  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Осадки 3-го слоя (7.2 тыс. лет –

н.в.) накапливались при положении уровня моря близком современному и в современных условиях (внутренний шельф). Они характеризуются относительно однородным химическим и гранулометрическим составом. Отмечается стабильное и равномерное увеличение содержаний К, Zr, Вг (увеличение солености) при уменьшении содержаний Fe, S.

Для литостратиграфической корреляции поздне- и среднеголоценовых отложений, накопившихся при близком современному положении уровня моря, возможно использование вариаций химического состава осадков, возникающих из-за изменений ледовых условий с периодичностью 1500–1800 лет и соответствующих циклам Бонда [1, 10, 13]. В колонке LV77-36 эта периодичность проявляется в распределении циркония (рис. 2). Такой подход оказался неприемлем для Чукотского моря, где вариации ледовитости в позднем голоцене определялись количеством и температурой тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив [15].

В то же время в серии колонок, для которых имеются радиоуглеродные датировки, существует сложная стратиграфическая ситуация, при которой полученные датировки нельзя использовать для стратиграфического расчленения отложений. В этом мы согласны с мнением [7], о том, что имело место ледовое воздействие на морское дно айсбергов, плавающих льдов и стамух, вследствие которого нарушалась последовательность слоев в отдельных районах. По нашим данным выделяются пять таких колонок (LV77-12, LV77-14, LV77-15, LV77-21, LV77-22) (рис. 1) на внутреннем и внешнем шельфе Восточно-Сибирского моря [16].

Таким образом за исключением отдельных районов, которые могут быть легко выделены по геофизическим, геоморфологическим данным, на всем обширном шельфе восточноарктических морей возможно первичное литостратиграфическое расчленение на основе их вещественного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 21-17-00081), <https://rscf.ru/project/21-17-00081/>

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Hörner T. et al. Post-glacial variability of sea ice cover, river run-off and biological production in the western Laptev Sea (Arctic Ocean) – A high-resolution biomarker study // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 143. P. 133–149.
- 2 Matul A.G. et al. Recent and Late Holocene environments on the southeastern shelf of the Laptev Sea as inferred from microfossil data // *Oceanology*. 2007. V. 47. P. 80–90.
- 3 Bauch H.A., Polyakova Y.I. Late Holocene variations in Arctic shelf hydrology and sea-ice regime: evidence from north of the Lena Delta // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. V. 89. P. 569–577.
- 4 Bauch H.A. et al. Composition and flux of Holocene sediments on the

eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // *Quaternary Research*. 2001. V. 55. № 3. P. 344–351.

5 Tesi T. et al. Massive remobilization of permafrost carbon during post-glacial warming // *Nature Communications*. 2016. V. 7. № 1. P. 13653.

6 O'Regan M. et al. The De Long Trough: a newly discovered glacial trough on the East Siberian continental margin // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. № 9. P. 1269–1284.

7 Keskitalo K. et al. Sources and characteristics of terrestrial carbon in Holocene-scale sediments of the East Siberian Sea // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. № 9. P. 1213–1226.

8 Гуленко Т.А., Волков В.Г., Лопатников Е.А. Сканирующее устройство экспресс-анализа кернов. Патент на полезную модель RU 197194 U1, 10.04.2020. Заявка № 2020101560 от 15.01.2020.

9 Dong J. et al. Enhanced Arctic sea ice melting controlled by larger heat discharge of mid-Holocene rivers // *Nature Communications*. 2022. V. 13. № 1. P. 5368.

10 Astakhov A.S. et al. Climate and ice conditions of East Siberian Sea during Holocene: Reconstructions based on sedimentary geochemical multiproxy // *The Holocene*. 2023. V. 33. №. 1. P. 3–13.

11 Stuiver M., Reimer P.J. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. № 1. P. 215–230.

12 Reimer P. J. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. №. 4. P. 1869–1887.

13 Darby D.A. et al. 1500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift // *Nature geoscience*. 2012. V. 5. P. 897–900.

14 Mayer L.M. et al. Marine vs. terrigenous organic matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine: organic carbon ratios // *Marine Chemistry*. 2007. V. 107. №. 2. P. 244–254.

15 Astakhov A.S. et al. Reconstructing ice conditions in the southern Chukchi Sea during the last millennium based on chemical composition of sediments and diatom assemblages. // *Marine Geology*. 2020. V. 427. 106220

16 Алаторцев А.В. и др. Литологические и геохимические признаки ледовой экзарации в голоценовых осадках Восточно-Сибирского моря // *Геология и геофизика*. Т. 64. № 9. С. 1249–1257.

The paper summarizes data on the age and composition of Holocene sediments of the shelf of the East Arctic seas of the Russian Federation. The Laptev and Chukchi Seas are the most studied, and in the East Siberian Sea, both the general stratigraphy and the paleoceanological features of the accumulation of bottom sediments are less studied, which requires further more detailed research.

**Алексеева Т.Н., Булохов А.В., Козина Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: tania@blackout.ru)

## **Гранулометрический состав поверхностных осадков Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря**

**Alekseeva T.N., Bulokhov A.V., Kozina N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Grain-size composition of surface sediments of the Norwegian-Greenland Basin and the Barents Sea**

Ключевые слова: поверхностные осадки, гранулометрический состав, Норвежско-Гренландский бассейн, Баренцево море, Шпицберген.

В основу данной работы положены результаты гранулометрического анализа, позволяющие уточнить и дополнить информацию о поверхностных отложениях Норвежско-Гренландской котловины, глубоководной части Гренландского бассейна, шельфа и континентального склона южной окраины Шпицбергена.

Геологические работы в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» проводились в водах Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря (рисунок).

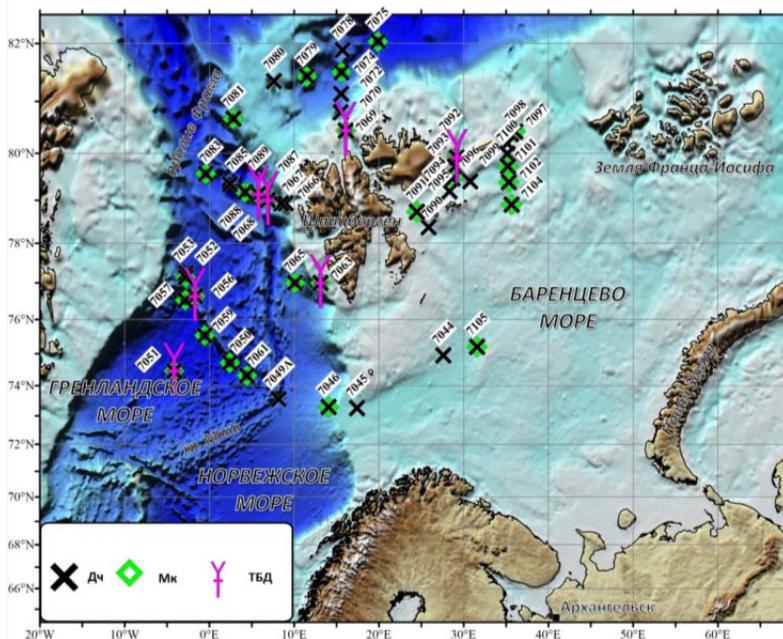


Рисунок. Карта станций отбора осадков в 84-м рейсе НИС «Академик

Отбор проб осадка производили с помощью дночерпателя (ДЧ) «Океан-50» (площадь захвата 0.25 м<sup>2</sup>). Тип осадка и литологическое описание осадка на борту судна проводится по методике Лисицына и Петелина [2] принятой в ИО РАН. Тип осадка определяется согласно классификации морских донных осадков Безрукова-Лисицына [3], принятой в ИО РАН и лежащей в основе всех карт донных осадков Мирового океана. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв: Munsell soil-color charts with genuine Muncell® color chips 2009 year revised production. Гранулометрический состав определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике Петелина [2, 4].

Гренландское море – окраинная часть Северного Ледовитого океана, расположенная между островами Гренландия, Исландия, Шпицберген, Медвежий и Ян-Майен. Разрез поверхностного слоя донных осадков Гренландского моря (станции 7049а, 7061, 7050, 7059, 7056, 7057 и 7053), проходил вдоль Восточно-Гренландского хребта от приразломной зоны в районе соединения хребтов Мона и Книповича (ст. 7049а) до границы сезонного распространения морского льда, совпадавшей во время проведения экспедиции с континентальной окраиной Гренландии (ст. 7053) [1]. Ст. 7061 расположена в юго-восточной части Гренландского моря, ст. 7051 – в центральной и ст. 7053 – самая северная на разрезе (табл. 1).

Табл. 1. Разрез поверхностного слоя донных осадков Гренландского моря

№ ст.	Фракция, мм											Суммарные Фракции				
	>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,001	галыка	гравий	пески	алеврит
7049а	0	0	0	1.92	1.42	5.88	3.26	5.51	12.69	2.47	3.14	63.7	9.22	21.5	5.61	63.7
7050	0	0	0	0.06	0.1	0.02	0.32	14.16	3.79	8.79	72.8	0.16	14.5	12.6	72.8	
7051	0	0	0	0.4	0.58	0.28	0.06	0.62	12.09	4.88	9.33	71.8	1.26	12.8	14.2	71.8
7053	0	0	2.2	1.61	0.85	5.94	2.01	5.33	24.43	8.9	10.13	38.6	10.6	31.8	19	38.6
7056	0	0	0	0.99	0.26	0.66	0.28	2.18	24.68	10.83	14.5	45.6	1.91	27.1	25.3	45.6
7057	0	0	0	0.48	0.28	0.33	0.11	1.31	28.56	4.54	10.27	54.1	1.09	30	14.8	54.1
7059	0	0	0	0	0	0.09	0.05	0.65	16.33	11.18	16.04	55.7	0.09	17	27.2	55.7
7061	0	0	0	0	0	0.07	0.11	0.23	2.13	1.23	5.42	90.8	0.07	2.47	6.65	90.8

На ст. 7049а осадки сложены песчано-алеврито-пелитовым илом (63.72% пелита, 5.61% алеврита, 21.46% песка и 9.22% гравия) оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/4) с примесью пирокластического материала (вулканического стекла), свидетельствующего, вероятно, о наличии подводного вулканизма в данном районе [1]. Далее по разрезу (направление с востока на запад) верхний слой осадка сложен в основном песчано-алеврито-пелитовыми илами коричневых и оливково-коричневого цветов. На ст. 7050 наблюдается увеличение пелитовой фракции до 72.8%,

уменьшение песчаной фракции до 14.5% и гравия соответственно до 0.16 %. Осадки на ст. 7051, расположенной в центральной части Гренландской котловины, южнее основного разреза, сложены песчано-алеврито-пелитовыми (песок 12.8, алеврит 14.2, пелит 71.8%) фораминиферовыми илами оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3). Ст. 7053, расположена максимально близко к границе ледовой зоны, осадок сложен фораминиферовым песчано-алеврито-пелитовым илом оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3). Соотношение песка, алеврита и пелита: 31.8, 19, 38.6% соответственно. На поверхности осадка наблюдаются Fe-Mn образования, обломки пород гравийной (10.53%) размерности (ледовый разнос) и большое количество фораминифер крупнопесчаной размерности. Осадок ст. 7056 (зона сочленения континентального склона Гренландии и Восточно-Гренландского хребта), – это песчано-алеврито-пелитовый ил оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3). Содержание пелитовой, алевритовой и песчаной фракции составляет 45.6, 25.3 и 27.1% соответственно. В осадке наблюдаются линзы, стяжения мелко-среднезернистого фораминиферового песка (24.68 и 2.18%). В осадке прослеживаются фораминиферы крупнопесчаной размерности. На поверхности осадка наблюдаются обломки пород гравийной размерности со следами айсберговой деятельности [1]. Ст. 7057 сложена песчано-алеврито-пелитовым илом (30, 14.8, 54.1% соответственно) оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/4) с примесью гравия. Ст. 7059 представлена песчано-алеврито-пелитовым илом оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3). В толще осадка прослеживаются большие линзы, прослои фораминиферового песка (17%) и небольшое количество гравийного материала. Осадки ст. 7061, расположенной в юго-восточной части моря, представлены пелитовым илом темно-серо-коричневого цвета (10YR/4/2), состоящие более чем на 90% из частиц пелитовой размерности.

Дно Гренландского моря представляет собой впадину, ограниченную с юга подводным Гренландско-Исландским порогом, а с востока хребтом Мона и хребтом Книповича (части Срединно-Атлантического хребта). На западе дно поднимается сначала медленно, но затем быстро к широкой прибрежной полосе Гренландии. Наиболее распространенными в исследуемом разрезе являются пелитовые осадки с преобладающей фракцией меньше 0.01 мм. Они включают ряд литологических типов, таких как песчано-алеврито-пелитовые, алеврито пелитовые и собственно пелитовые илы (станции 7049а, 7050, 7051, 7061). Эти осадки обнаружены в разных частях моря, в относительно глубоководных котловинах и впадинах. Наряду с другими типами отложений в исследуемом районе развиты осадки смешанного гранулометрического состава (станции 7053, 7056, 7057, 7059). Осадки смешанного гранулометрического типа (миктиты) могут быть результатом смещения материала из различных источников. Как правило, именно они являются переходным типом между тонкодисперсными и

грубыми отложениями встречаются на склонах возвышенностей и подводных хребтов.

Шпицберген – обширный полярный архипелаг, расположенный в Северном Ледовитом океане, между 76°26' и 80°50' с.ш. и 10° и 32° в.д. Второй субширотный мини-разрез расположен около южной части Шпицбергена (станции 7063, 7064, 7065) на траверсе фьорда Хорнсунд (табл. 2).

Табл. 2. Разрез в районе южной части Шпицбергена

№ ст.	Фракция, мм										Суммарные Фракции						
	>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,001	галыка	гравий	пески	алеврит	пелит
7063	0	0	0	0	4.47	0.18	0.07	0.46	4.97	5	20.44	64.4		4.65	5.5	25.4	64.4
7064	53.89	6.84	4.7	4.01	2.17	1.93	0.49	1.52	8.71	2.74	3.48	9.54	53.9	19.6	10.7	6.22	9.54
7065	0	0	0	0	0.24	0.24	0.15	0.5	1.41	2.37	6.38	88.7		0.48	2.06	8.75	88.7

На ст. 7063, расположенный в зоне конуса выноса фьорда на глубине 319 м, верхний слой осадка сложен алеврито-пелитовыми илами (64.4% пелита, 25.4% алеврита, 5.5% песка и 4.65% гравия) оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3). На поверхности наблюдаются обломки раковин двустворчатых моллюсков, значительное количество погонофор (сибоглинид) и их трубок. Ст. 7064 – это песчано-алеврито-пелитовый ил насыщенно темно-коричневого цвета (10YR/2/2) с примесью гравийно-галечного материала (9.54 и 53.89%). На ст. 7065, расположенной на континентальном склоне (глубина 1949 м), вскрыты типичные глубоководные пелитовые илы (пелит 88.7%) темно-желтовато-коричневого цвета (10YR/3/4) с линзами, стяжениями фораминиферового песчано-алеврито-пелитового ила.

Характерной чертой донных осадков южной части Шпицбергена является преобладание в них терригенного разнозернистого материала, поступающего с суши в результате разрушения коренных и осадочных пород. Ледники Шпицбергена характеризуются высокой динамичностью и сейсмической активностью. Таяние ледниковых покровов сопровождается выносом в бассейн большого количества ледникового материала и талых ледниковых вод, поступление взвешенного вещества, интенсивное осадкообразование, резкие изменения солености.

Процессы осадконакопления в Северной Атлантике сочетают в себе различные источники поступления осадочного материала – это абразия берегов, ледниковый сток, айсберговый и ледовый разнос, донная эрозия и переотложение донных осадков, поставка эндогенного вещества из Срединно-Океанического хребта, первичная продукция фитопланктона, аэрозольная поставка, латеральный перенос [5].

Экспедиционные исследования выполнялись в рамках госзадания, тема

0128-2021-0006. Работы частично финансировались грантом РФФИ № 20-17-00157. Авторы благодарны всем участникам 84-го рейса.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Козина Н.В., Малафеев Г.В., Киреенко Л.А., Якимова К.С., Будько Д.Ф., Грачева Е.В., Чернов В.А., Стародымова Д.П. Отчет о работе отряда геологии и палеонтологии в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // М.: ИОРАН, 2021. С. 246–308.
2. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
3. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
4. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 295 с.
5. Первые результаты экспедиции опубликованы в Материалах XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов», том I–IV, М.: ИО РАН, 2021 [Кравчишина, Кловиткин, 2021; Кравчишина, Лохов, 2021; Новичкова и др., 2021]; подготовлена информационная статья в журнал

This work is based on the results of granulometric analysis, which allows us to clarify and supplement information about the surface sediments of the Norwegian-Greenland Basin, the deep-water part of the Greenland Basin, the shelf and the continental slope of the southern tip of Spitsbergen.

**Анохин В.М.<sup>1, 2, 3</sup>, Дудакова Д.С.<sup>1</sup>, Науменко М.А.<sup>1</sup>,  
Ревунова А.В.<sup>1</sup>, Пятков И.М.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт озероведения РАН СПб ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: [vladanokhin@yandex.ru](mailto:vladanokhin@yandex.ru); <sup>2</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Ленинградский государственный университет им. А.С. Пушкина, г. Санкт-Петербург)

## **Результаты литологического изучения донных отложений Ладожского озера**

**Anokhin V.M.<sup>1, 2, 3</sup>, Dudakova D.S.<sup>1</sup>, Naumenko M.A.<sup>1</sup>,  
Revunova A.V.<sup>1</sup>, Pyatov I.M.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of Lake Science of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg; <sup>2</sup>A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, St. Petersburg; <sup>3</sup>A.S. Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg)

## **Results of lithological study of bottom sediments of Lake Ladoga**

Ключевые слова: донные отложения, Ладожское озеро, пробоотбор, рельеф, алевроит, пелит.

В результате изучения донных отложений Ладожского озера, включавшего, донный пробоотбор, подводную фотовидеосъемку, эхолотные промеры по субрегулярной сети станций, получены новые данные о распространении донных осадков. Составлена схема распространения донных отложений Ладожского озера с использованием цифровых моделей рельефа дна. Выявлен ряд особенностей распространения приповерхностных осадков.

За длительное время изучения литологии дна Ладожского озера разными организациями был накоплен значительный объем знаний. В числе наиболее значимых обобщающих публикаций по данной тематике можно упомянуть работы [1–9] и др. Авторы также имеют публикации, относящиеся к данной теме [10–15].

В течение 2019–2023 гг. были проведены исследования донных отложений Ладожского озера с использованием донного пробоотбора по сети станций, приведенной на рис. 1. Применялась также донная фотовидеосъемка с помощью аппаратов серии «Limnoscout», созданных в ИНОЗ РАН СПб ФИЦ РАН [12]. Примеры донных фотографий приведены на рис. 2. Все станции и точки пробоотбора сопровождалась эхолотным промером с помощью эхолота Hamminbird Solix 10 с функциями локатора бокового обзора, а также GPS-навигатора. Существенная часть проб подверглась гранулометрическому анализу.

Полученные данные сопоставлялись с наиболее подробными из существующих батиметрических основ, составленных на основании цифровых моделей рельефа М.А. Науменко [14] и С.Н. Юдина, Д.С. Дудаковой [13].

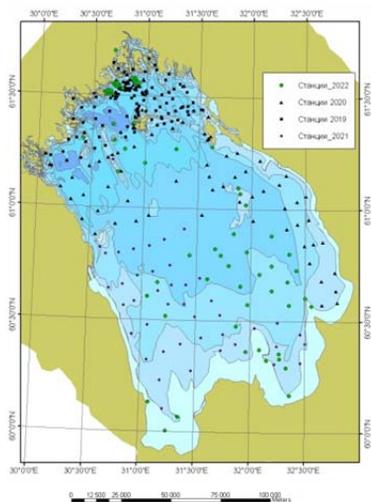


Рисунок 1. Схема расположения точек донного пробоотбора, выполненного специалистами ИНОЗ РАН СПб ФИЦ РАН в 2019–2022 гг.

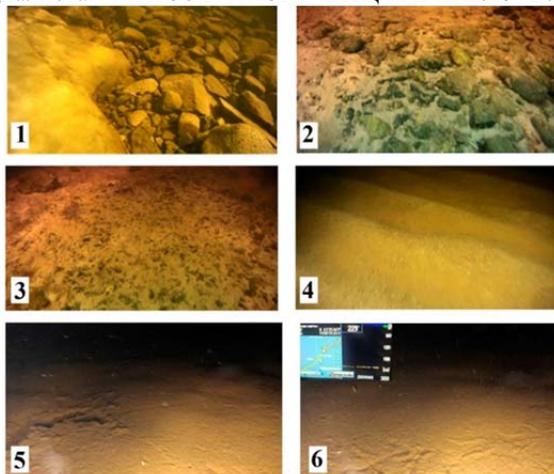


Рисунок 2. Примеры фотографий дна Ладожского озера, сделанные с помощью подводного аппарата “Limnoscout” на подводном склоне в северной части Ладожского озера: 1 – коренные и глыбовые образования, глубина 2–4 м; 2 – галечно-щебневые отложения, глубина 4–5 м; 3 – щебнисто-песчаные отложения, глубина 5–7 м, 4 – песчаные отложения, глубина 7–10 м; 5 – алевритовые отложения, глубина 30 и более м; алевритовые отложения, зафиксированные на максимальной для Ладожского озера глубине 230 м.

При построении границ распространения разных типов донных отложений учитывались формы рельефа, дальность от вероятных районов сноса, уклоны склонов и воздействие связанных с ними склоновых процессов и пр. Также учитывались построения предшественников – в основном схемы донных отложений Н.И. Семеновича [9], карты донных осадков из комплектов ГГК-1000 [3] и ГГК-200.

Результаты изучения донных осадков сведены в схему распространения донных отложений Ладожского озера (рис. 3). Основную площадь занимает обширное поле пелитовых алевритов, обычно бежево-серого цвета, распространяющееся на весь диапазон глубин от самых глубоких впадин глубиной более 200 м севернее о. Валаам до прибрежных зон фиардов, где эти осадки были обнаружены на глубине 8 м. Это современные отложения, которые накапливались на протяжении голоценового этапа развития озера, покрывающие собой большую часть ладожского дна. Донные отложения других типов распространяются в основном ближе к берегам озера и его островов. Алевритовые пелиты (обычно светло-серого цвета), занимая в разрезе предположительно более глубокое положение, чем вышеописанные пелитовые алевриты, выходят на поверхность дна на бортах котловин, ограничиваемых грядами. Это может говорить об особенностях более глубокого строения осадочного чехла, при котором котловины заполнены современными пелитовыми алевритами, а борта этих котловин сложены более древними осадками – светло-серыми алевритовыми пелитами и подстилающими их ленточноподобными и ленточными глинами (возможно, верхней частью отложений Балтийского ледникового озера).

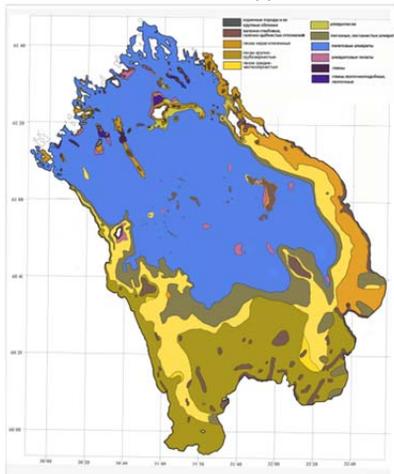


Рисунок 3. Схема распространения донных отложений Ладожского озера

Несколькими станциями пробоотбора, выявлены локальные участки распространения песков среди обширного поля современных озерных пелитовых алевритов на небольших поднятиях предположительно

ледникового происхождения в центральной части озера (рис. 3). На другом локальном поднятии процессе подводной видеосъемки было обнаружено распространение валунно-щебнистых отложений. Эти факты подтверждают гляциальный генезис данных поднятий.

В ряде районов озера обычная последовательность смены донных отложений от прибрежных псефитов через пески к глубоководным илам осложняется присутствием валунно-глыбовых отложений на больших глубинах и на значительном удалении от береговой линии, что объясняется ледниковым переносом. Интересно положение донных осадков на крупном уступе северного подводного склона о. Валаам. Сам уступ по данным пробоотбора сложен ленточноподобными и ленточными глинами, а в его подножии обнаружены светло-серые пелиты и пески, которые в разрезе должны занимать более высокое положение, чем глины. Это явление можно объяснить склоновыми процессами, в частности, гравитационным сползанием более мобильных осадков с верхней части уступа к его подножию.

В результате проведенных исследований подтверждены, а в ряде случаев впервые выявлены такие особенности строения верхней части донных отложений Ладоги, как: - заполнение современными пелито-алевритовыми отложениями мелководных зон во фиардах северного побережья озера без существенного накопления прибрежных осадков; - довольно широкое распространение светло-серых пелитовых осадков и подстилающих их ленточноподобных и ленточных глин на бортах котловин; - обнаружение песчаных отложений на локальных положительных формах в центральной зоне озера, что подтверждает их гляциальный генезис; - распространение валунно-глыбовых отложений (в частности, у северо-восточных берегов озера) на значительные глубины и расстояние от береговой линии, что объясняется ледниковым переносом; - уступ на северном подводном склоне Валаамского архипелага по-видимому сложен в основном ленточными глинами, а его подножие – светло-серыми пелитами с участками песков, которые здесь нарушают последовательность смены отложений по разрезу, что может быть объяснено склоновыми процессами.

Донный пробоотбор по предложенной методике предполагается продолжить до полного покрытия сетью станций всей акватории озера. После этого планируется создание карты донных осадков всего Ладожского озера. В настоящее время в распоряжении ИНОЗ РАН СПб ФИЦ РАН имеются средства и возможности для изучения распространения донных отложений Ладожского озера на новом уровне, при использовании передовых методик.

Авторы выражают признательность конструктору, создателю и оператору новых технических средств исследования Михаилу Олеговичу Дудакову за участие в работах, а также командам НИС «Посейдон» и «Эколог» за обеспечение работ и постоянную дружескую помощь.

Публикация составлена при поддержке Гостемы ИНОЗ РАН № 0154-2019-0001 «Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А.В., Амантова М.Г. Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.
2. Иванов В.Л., Гуревич В.И. Геоэкология Ладожского озера. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. 209 с.
3. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000 листы Р-35,36. Литологическая карта поверхности дна акваторий. Третье поколение. Балтийская серия. МПР РФ Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015.
4. Квасов Д.Д., Мартинсон Г.Г., Раукас А.В. История озер СССР. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. 280 с.
5. Калесник С.В. Ладожское Озеро. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 149 с.
6. Ладога / Ред. В.А. Румянцев, С.А. Кондратьев. СПб.: Нестор-История, 2013. 468 с.
7. Румянцев В.А., Сорокин А.И. Ладожское озеро. Атлас. СПб.: ИНОЗ РАН, 2002. 128 с.
8. Румянцев В.А., Сорокин А.И., Нестеров Н.А. Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас. СПб.: Нестор-История, 2015. 199 с.
9. Семенович Н.И. Донные отложения Ладожского озера. М.–Л.-д.: Наука, 1966. 124 с.
10. Анохин В.М., Дудакова Д.С. Предварительные результаты изучения поверхностных донных отложений в северной части Ладожского озера в в 2019 году // География: развитие науки и образования. СПб., 2020. С. 80–85.
11. Анохин В.М., Дудакова Д.С., Дудаков М.О., Рыбакин В.Н. Результаты геолого-геоморфологических исследований дна и берегов Ладожского озера в 2015–2019 гг. // Материалы Международной конференции (Школы) морской геологии. М.: ИОРАН, 2019.
12. Дудакова Д.С., Анохин В.М., Дудаков С.М. Использование необитаемого подводного аппарата для исследования бентофауны сублиторали и абиссали Ладожского озера // Морские исследования и образование. MARESEDU–2019. М.: ИОРАН, 2019.
13. Дудакова Д.С., Юдин С.Н. Цифровая модель подводных ландшафтов Ладожского озера как источник интегрированной информации о состоянии дна // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 2. С. 13–26.
14. Naumenko M.A. Lake Ladoga digital bathymetric models: development approaches and insight for limnological investigations // Limnological Review. 2020. V. 20 (2). P. 65–80.
15. Anokhin V., Dudakova D., Dudakov M. et al. The results of geological and geomorphological studies of the bottom and shores of Lake Ladoga 2015-18 years // Geophysical Research Abstracts. 2019. V. 21. EGU 2019-2198-1, 2019 EGU General Assembly.

As a result of studying the bottom sediments of Lake Ladoga, which included bottom sampling, underwater photo and video recording, and echo sounding measurements at a subregular network of stations, new data on the distribution of bottom sediments was obtained. A diagram of the distribution of bottom sediments of Lake Ladoga has been compiled using digital bottom relief models. A number of features of the distribution of near-surface sediments have been identified.

**Брусилковский Ю.В.<sup>1</sup>, Балуев А.С.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: brusilovsky60@gmail.com; <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва)

**Глубинная структура земной коры Архангельской алмазоносной провинции по материалам комплексного анализа геофизических данных**

**Brusilovsky Yu. V.<sup>1</sup>, Baluev A.S.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Deep structure of the earth's crust of the Arkhangelsk diamond-bearing province based on the materials of integrated analysis of geophysical data**

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, источники магнитных аномалий, сейсмоплотностное моделирование, рифтогенные грабены, основной-ультраосновной магматизм.

В работе предлагаются варианты моделей глубинного строения земной коры Архангельской алмазоносной провинции, составленные по материалам комплексного анализа геофизических данных. Для этой цели были привлечены региональные сейсмические профили Агат-3 и 3-АР (рис. 1).

**Профиль «Агат-3» (Усть-Пинега – Белое море)** был пройден в 1985 г. НПО «Нефтегеофизика». Профиль расположен субмеридионально и пересекает поля кимберлитовых трубок, в том числе и алмазоносных. По профилю Агат-3 проведено двумерное сейсмоплотностное моделирование земной коры [1], которое явилось основой для распознавания глубинных геологических структур и прогнозирования тектонических процессов, формировавших литосферу. Также для интерпретации состояния глубинных слоев земной коры использовались распределение эффективной плотности субстрата [1] и модель распределения источников магнитных аномалий, для построения которой была применена методика двумерной инверсии. С юга на север профиль пересекает Архангельский выступ кристаллического фундамента, Керецко-Пинежский и Лешуконский грабены палеорифтовой системы Белого моря, выполненные рифейским терригенным комплексом пород, и разделяющий их Товский выступ фундамента. Все эти структуры перекрыты венд-палеозойским осадочным чехлом мощностью в несколько сот метров (рис. 2).

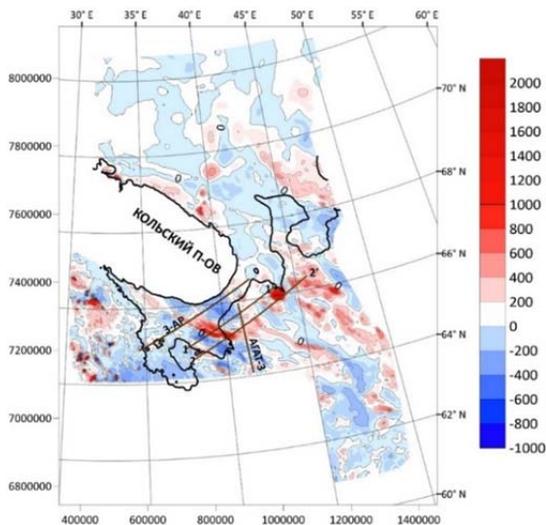


Рисунок 1. Схематическая карта АМП Беломорско-Баренцевоморского региона с профилями.

По данным двумерного сейсмоденситного моделирования разрез консолидированной земной коры по профилю Агат-3 расчленяется на верхнюю, среднюю и нижнюю кору. Мощность верхней коры варьирует в пределах 10–20 км, резко сокращаясь в центральной части разреза под рифтогенными грабенами. Средняя кора в этом месте, наоборот, испытывает значительное увеличение мощности с 5 до 15 км. «Раздутье» средней коры контролируется листрическими detachments, выполаживающихся к подошве средней коры, а в верхней своей части являются грабенообразующими сбросами. Такая структура могла образоваться в результате растяжения земной коры еще в рифее при формировании рифтовой системы. Косвенно на это указывает разуплотнение субстрата в центральной части раздува средней коры по данным распределения эффективной плотности субстрата. Мощность нижней коры примерно одинакова вдоль профиля (около 10 км), лишь в средней части происходит ее увеличение до 15 км в зоне контакта с листрическим detachmentом, что характерно практически для всех областей континентального рифтинга. Это область «всасывания» нижележащего более плотного субстрата и его плавления в результате декомпрессии, что могло являться источником основного-ультраосновного магматизма в среднем палеозое. Именно над этой областью разуплотнения субстрата и увеличения мощности средней коры расположены основные кимберлитовые поля Архангельской алмазоносной провинции. Интенсивные длиннопериодные магнитные аномалии на этом профиле

отражают насыщенность продуктами основного-ультраосновного магматизма в верхнем гранито-метаморфическом слое земной коры. В верхней же части модели распределения источником магнитных аномалий наблюдаются локальные, короткопериодные аномалии, связанные с магматическими телами, внедренными в осадочный чехол во время активизации среднепалеозойского (девонского) магматизма.

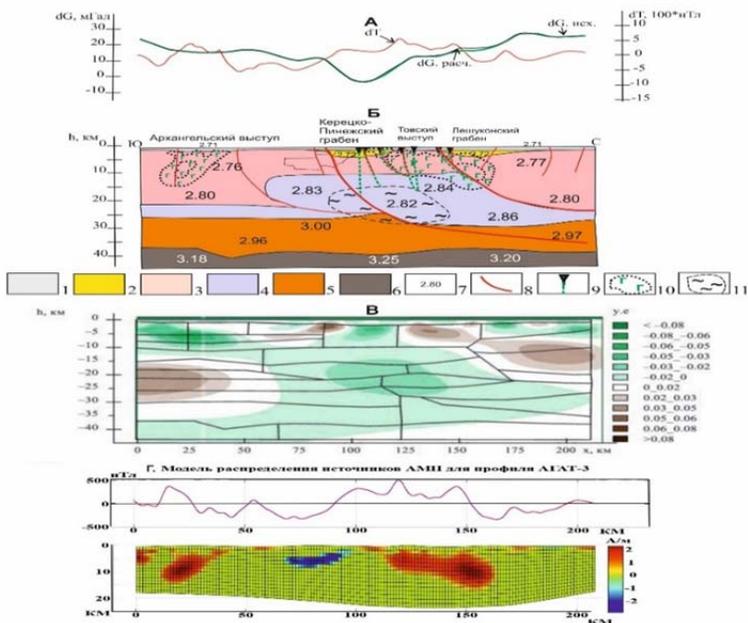


Рисунок 2. Геолого-геофизический профиль Агат-3 (Усть-Пинега – Белое море): А. Графики наблюдаемых и модельных полей; Б. Геолого-геофизическая модель земной коры по сейсмическому профилю Агат 3. 1 – венд-палеозойский платформенный чехол; 2 – терригенные образования неопротерозоя, выполняющие грабены Беломорской рифтовой системы; 3 – верхняя кора ( $2.70\text{--}2.80 \text{ г/см}^3$ ); 4 – средняя кора ( $2.81\text{--}2.86 \text{ г/см}^3$ ); 5 – нижняя кора ( $2.96\text{--}3.0 \text{ г/см}^3$ ); 6 – верхняя мантия ( $3.18\text{--}3.20 \text{ г/см}^3$ ); 7 – плотность субстрата по сейсмическим данным; 8 – разломы; 9 – кимберлитовые трубки; 10 – область насыщения коры магматическим материалом основного-ультраосновного состава; 11 – область разуплотнения субстрата земной коры, сопряженная с ее растяжением. В. Плотностная блоковая модель по сейсмическим данным на фоне распределения эффективной плотности. Г. Модель распределения источников аномалий магнитного поля в земной коре, рассчитанной по методу двумерной инверсии АМП.

**Профиль 3-АР** (рис. 3). Беломорский фрагмент профиля МОГТ-ГСЗ 3-АР, проходит через центральную часть палеорифтовой системы Белого моря и на своем протяжении пересекает такие структуры как: Карельский выступ, Онежско-Кандалакшский палеорифт, Архангельский выступ, Керещко-Пинежский палеорифт, Лешуконский палеорифт и Терскую ступень. Как и на профиле Агат-3, разрез консолидированной земной коры по профилю 3-АР расчленяется на верхнюю, среднюю и нижнюю кору, где средняя кора также обладает повышенной мощностью, замещая часть верхней коры. Строение земной коры здесь определено литрическими детачментами, которые выволаживаются к подошве нижней коры, а в верхней своей части являются грабенообразующими сбросами.

На рис. 1 показаны модели распределения источников АМП для серии профилей. Результаты моделирования подтвердили существование глубинного магматического очага, локализованного в пределах Керещкого палеорифта [2]. В магнитном поле этот очаг магматизма выделяется интенсивной магнитной аномалией в пределах Беломорской шовной зоны. Верхние кромки источника находятся на глубине 8–10 км, а нижние соприкасаются с границей Мохо на глубине 38–40 км, что говорит о том, что очаг магматизма связан с верхней мантией. Этот магматический очаг уверенно прослеживается и на профиле 1–1', но на профиле 2–2' глубина нижних кромок резко уменьшается до 15–20 км. На профиле 2–2 с этим очагом связано Верхотинское кимберлитовое поле.

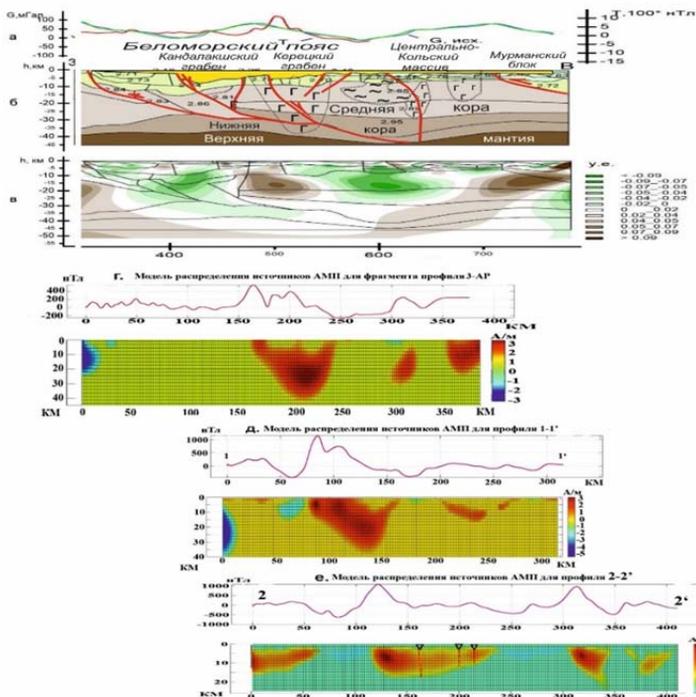


Рисунок 3. Геолого-геофизический профиль 3-АР: а – Графики наблюдаемых и модельных полей; б – Геолого-геофизическая модель земной коры по сейсмическому профилю 3-АР (условные обозначения см. рис. 2); в – Плотностная блоковая модель по сейсмическим данным на фоне распределения эффективной плотности. г – модель распределения источников АМП для фрагмента профиля 3-АР; д – модель распределения источников АМП для профиля I-I; е – модель распределения источников АМП для профиля 2-2'.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев В.З. и др. Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 566–582.
2. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.

The work proposes versions of models of the deep structure of the earth's crust of the Arkhangelsk diamond-bearing province, compiled from the materials of a comprehensive analysis of geophysical data. Regional seismic profiles Agat-3 and 3-AR were used for this purpose (Fig. 1).

**Ванштейн Б.Г., Семенов П.Б., Лодочникова А.С.,  
Мозгов Е.В.**

(<sup>1</sup>ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: vanshbor@mail.ru)

**Газогеохимические исследования в пределах  
Долгинского нефтяного месторождения**

**Vanshtein B.G., Semenov P.B., Lodochnikova A.S.,  
Mozgov E.V.**

(FGBU "Academician I.S. GRAMBERG All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean", St. Petersburg, e-mail: vanshbor@mail.ru)

**Gas-hydrogeochemical studies within the Dolginskoye oil field**

Ключевые слова: донные осадки, морская вода, углеводородные газы, жидкие углеводороды, Печорское море

По результатам комплексных геолого-газогеохимических исследований по отдельным сейсмическим профилям 2D, пересекающих вкрест структуру Долгинского нефтяного месторождения, выявлены аномалии газообразных и жидких углеводородов в донных осадках и в придонно-пограничном слое водной толщи, отражающих наличие залежей углеводородов в разрезе осадочного чехла. Комплексный анализ геологических и геохимических данных позволил построить геохимическую модель Долгинского месторождения.

В период выполнения морских газогеохимических исследований в пределах Долгинского нефтяного месторождения проводилось опробование донных осадков и воды из придонно-пограничного слоя водной толщи. Опробования донных осадков выполнялось с использованием боксборера с закрепленным на нем 10-ти литровым батометром, что позволяло одновременно отбирать воду из придонно-пограничного слоя водной толщи. Также на каждой станции проводилось CTD-зондирование водной толщи.

Дегазация проб донных осадков и воды из придонно-пограничного слоя водной толщи выполнялось непосредственно в судовой лаборатории. Также в судовой лаборатории проводилась лиофильная сушка и истирание проб донных осадков для последующих аналитических исследований в стационарной лаборатории. Аналитические исследования проб донных осадков и воды из придонно-пограничного слоя водной толщи проводились в аналитическом центре ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Комплекс аналитических исследований включал: Определение содержания метана и его гомологов (C<sub>4</sub>-C<sub>5</sub>) в газовой фазе донных осадков и вод; определение неуглеводородных газов в газовой фазе донных осадков и воде; определение компонентного состава жидких углеводородов в донных

осадках и воде; TSF анализ донных осадков; определение Сорг в донных осадках; изотопный анализ углерода в метане.

Анализ всей полученной информации, как в период проведения экспедиционных работ, так и аналитических данных в период камеральной обработки с их привязкой к сейсморазведочным профилям 2D и STD зондированию водной толщи позволило сделать следующие выводы:

- по типу разреза современных донных осадках в пределах Долгинского нефтяного месторождения выделяются западная и восточная части. Западная часть представлена двумя горизонтами. Верхняя часть, мощностью до двух сантиметров представлена найлоком или сильно обводненным мелкозернистым песком коричневого цвета, ниже залегают серые глины разной консистенции (от пластичных до мягко пластичных) с включениями гидротроилита. В восточной части месторождения верхняя часть разреза мощностью 0-2 см представлена сильно обводненным тонко-мелкозернистым песком, ниже залегают супесь серого цвета разной консистенции – от туго пластичной до мягко пластичной;
- анализ распределения гидрологических параметров по профилям показывает, что структура вод района работ в основном определяется мелководностью района, осенне-зимней конвекцией и водообменом с Карским морем. Наблюдаются типичные для данного периода года значения параметров водной толщи;
- в пределах отдельных профилей на конкретных станциях отмечаются температурные инверсии, а также неоднозначность вариаций значений pH и ORP, связанных с субмаринными разгрузками минерализованных вод, и как следствие, отражающих наличие залежей углеводородов в разрезе осадочного чехла;
- следует также отметить, что вариации значений (максимальные или минимальные значения) pH и ORP приурочены к участкам профилей, где расположены скважины, а на отдельных профилях совпадают с наличием газовых эманаций в разрезе осадочного чехла, фиксируемых на сейсмическом разрезе;
- соотношения газонасыщенности метана и газонасыщенности суммы тяжелых углеводородов в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи, а также присутствие парафинов в донных осадках и воде однозначно свидетельствует о наличие залежей нефти в разрезе осадочного чехла Долгинского месторождения;
- соотношение содержаний суммы жидких углеводородов и метана в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи свидетельствует о наличии газовой фазы над скоплением нефтяных углеводородов, что наиболее четко проявляется на профилях в западной части месторождения;
- исследования гидрогеохимических данных по профилям показали коррелированность метана и суммы его гомологов в донных осадках и в

придонно-пограничном слое водной толщи, а также присутствие парафинов и содержание масел более 70%, что однозначно свидетельствуют о наличии нефтяных залежей в разрезе осадочного чехла.

- практически на всех профилях наблюдается понижение значений геохимических параметров в их центральной части, что связано с наличием покрывок над залежами, и повышение значений геохимических параметров к краевым частям профилей. Последнее, по всей видимости, связано с присутствием ослабленных тектонических зон, фиксирующих контур залежей углеводородов, по которым и происходит разгрузка глубинных эманаций, как в донные осадки, так и в придонно-пограничный слой водной толщи.

Результаты комплексного анализа геолого-газогидрогеохимических данных по профилям позволили построить геохимическую модель, что нашло отражение на рисунке, где в западной части отмечается наличие залежей газа и нефти, а восточная часть представлена только нефтяной залежью.

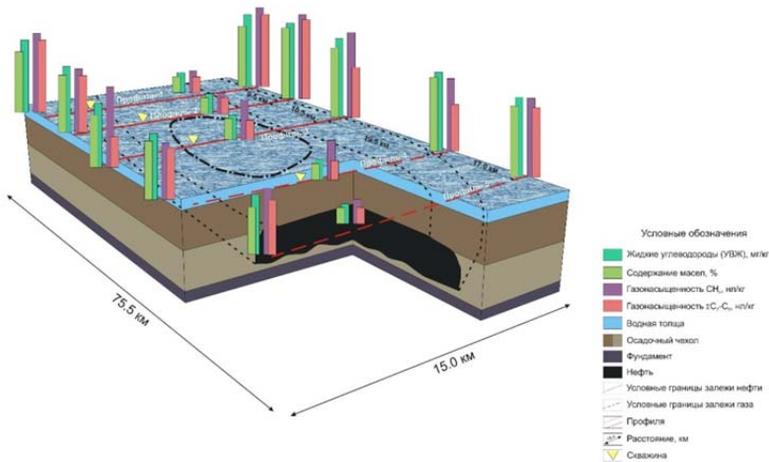


Рисунок. 3D – модель Долгинского нефтяного месторождения по результатам газогеохимических исследований

Based on the results of comprehensive geological and hydrogeochemical studies on separate 2D seismic profiles crossing the structure of the Dolginskoye oil field, anomalies of gaseous and liquid hydrocarbons in bottom sediments and in the bottom water column were revealed, reflecting the presence of hydrocarbon deposits in the sedimentary cover section. The integrated analysis of geological and geochemical data made it possible to create a geochemical model of the Dolginskoye field.

**Вологина Е.Г.<sup>1</sup>, Аксентов К.И.<sup>2</sup>, Ким Д.В.<sup>2</sup>, Алаторцев А.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: [vologina@crust.irk.ru](mailto:vologina@crust.irk.ru);

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

## **Характеристика поверхностных донных отложений юго-западной части Чукотского моря**

**Vologina E.G.<sup>1</sup>, Aksentov K.I.<sup>2</sup>, Kim D.V.<sup>2</sup>, Alatortsev A.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk; <sup>2</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

## **Characteristics of surface bottom sediments of the southwestern part of the Chukchi Sea**

Ключевые слова: Чукотское море, донные отложения, гранулометрический состав, магнитная восприимчивость, скорости современного осадконакопления, минералы легкой и тяжелой фракций.

Выполнено комплексное изучение колонки донных отложений из юго-западной части Чукотского моря. Аналитические методы включали макроскопическое описание, измерение магнитной восприимчивости, определение плотности и влажности осадков, гранулометрический и минеральный анализы. Скорость современного осадконакопления, установленная в точке исследования, составляет 8 мм/год.

Исследована колонка поверхностных донных отложений LV95-35-1, отобранная пробоотборником «multicorer» с борта научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» в юго-западной части Чукотского моря. Координаты станции – 172°00.1476' з.д., 68°35.3047' с.ш., длина керна – 36 см.

Литологическое описание колонки выполнено на борту судна сразу после отбора. Определения плотности и влажности осадков (17 проб) проводились термостатно-весовым способом [1]. Магнитная восприимчивость (МВ) измерялась поверхностным зондом марки Bartington GT-2 в каждом сантиметре разреза. Гранулометрический анализ осадков проведен классическим методом – пелитовая фракция (<0.005 мм) была выделена методом отмучивания, алевритовый (0.005–0.05 мм) и песчаный (0.05–2 мм) материал рассеян на ситах (использована классификация обломочных частиц по размеру, предложенная Л.Б. Рухиным [2]). Предварительно производилось кипячение проб в растворе соляной кислоты (5% HCl) с определением общей карбонатности. Минералогический анализ размерной фракции 0.25–0.05 мм выполнен с использованием иммерсионных жидкостей по методике, описанной в работе [3]. Проанализировано 5 проб массой 30 гр каждая.

Датирование отложений проводилось методом <sup>210</sup>Pb (период

полураспада 22.3 года). Измерения активности  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{226}\text{Ra}$  осуществляли с помощью полупроводниковой низкофоновой гамма-спектрометрии в ИГМ СО РАН [4]. Для оценки скорости современного осадконакопления использована модель постоянной начальной концентрации (constant initial concentration – CIC) [5].

Отложения, вскрытые керном LV95-35-1, представлены алевритовым пелитом с незначительной примесью песка. Жидкая консистенция осадка в верхних 2 см постепенно переходит в полужидкую (интервал 2–5 см) и затем – в мягкую вниз по разрезу. В интервале 0–14 см отложения имеют оливковый цвет. На глубине 14–18 см отмечается биотурбация (проникновение вышележащего слоя оливкового цвета в нижележащий серый осадок). В интервале 18–35.6 см проявлена пятнистая текстура – пятна темно-серого, черного, оливково-серого цветов на сером и темно-сером фоне. На протяжении всего разреза встречаются раковины моллюсков.

Плотность влажного и сухого осадка увеличивается сверху вниз по разрезу и варьирует от 1.12 до 1.39 г/см<sup>3</sup> и от 0.31 до 0.61 г/см<sup>3</sup> соответственно (рисунок). Влажность отложений, напротив, уменьшается сверху вниз по колонке от 72 до 55% (рисунок).

Результаты гранулометрического анализа свидетельствуют, что во всех пробах превалирует пелит – 43.9–61.5%. Алеврит составляет 26.3–38.0%. Содержание песка изменяется от 0.76 до 3.03%. При этом в интервале 0–12 см песчаная примесь равна 0.76–2.13%, а на глубине 16–36 см – 2.57–3.03%. Песок главным образом тонкозернистый (0.05–0.1 мм; 0.6–2.53%). Мелкозернистые разности (0.1–0.25 мм) составляют 0.13–0.47%, среднезернистые (0.25–0.5 мм) – 0.03%. В интервале 8–12 см отмечаются зерна крупнозернистого песка (0.5–2 мм). Общая карбонатность изменяется от 0 (интервал 16–20 см) до 17.5% в самой верхней части колонки (интервал 0–4 см).

В составе тонко- и мелкозернистого песка (0.25–0.05 мм) доминируют минералы легкой фракции (> 99%) – кварц (52.4–66.8% от содержания легкой фракции (здесь и далее)), плагиоклазы (9.6–13.6%), мусковит (7.2–10.8%), биотит (2.0–6.8%), калишпаты (2.8–4.4%). Во всех пробах присутствует вулканическое стекло (2.4–4%), хлорит и графит (в знаковых количествах). На протяжении всего разреза отмечаются слюдисто-глинистые агрегаты (3.2–17.2%) и незначительное содержание обломков пород (до 0.4%). Наблюдается небольшое количество угля и углистого вещества (до 0.4%). Почти во всех пробах на уровне знаков фиксируются углефицированные растительные остатки и створки диатомей.

Минералы тяжелой фракции представлены группой эпидота (13.6–17.2% от содержания тяжелой фракции (здесь и далее)), гиперстен-энстатитом (10.2–22.0%), диопсид-авгитом (10.4–19.0%), ильменитом (7.2–16.2%), группой гранатов (5.6–14.4%), магнетитом (1.6–7.8%), сфеном (3.4–6.6%). В

меньших количествах присутствуют брукит (3.4–4.4%), лейкоксен (2.8–4.2%), роговая обманка (0.6–3.8%), хлоритоид (2.0–3.6%), гематит (1.8–3.4%), циркон (0.4–1.8%), гетит (0.4–1.6%), турмалин (0.8–1.0%). В некоторых пробах отмечаются тремолит-актинолит (до 1.8%), апатит (до 0.8%), силлиманит (до 0.6%), рутил (до 0.6%), ставролит (до 0.4%), пирит (до 0.4%), хромшпинелиды (до 0.4%) и анотаз (до 0.2%). Выход минералов тяжелой фракции изменяется от 0.22% (интервал 0–4 см) до 0.83% (интервал 32–36 см).

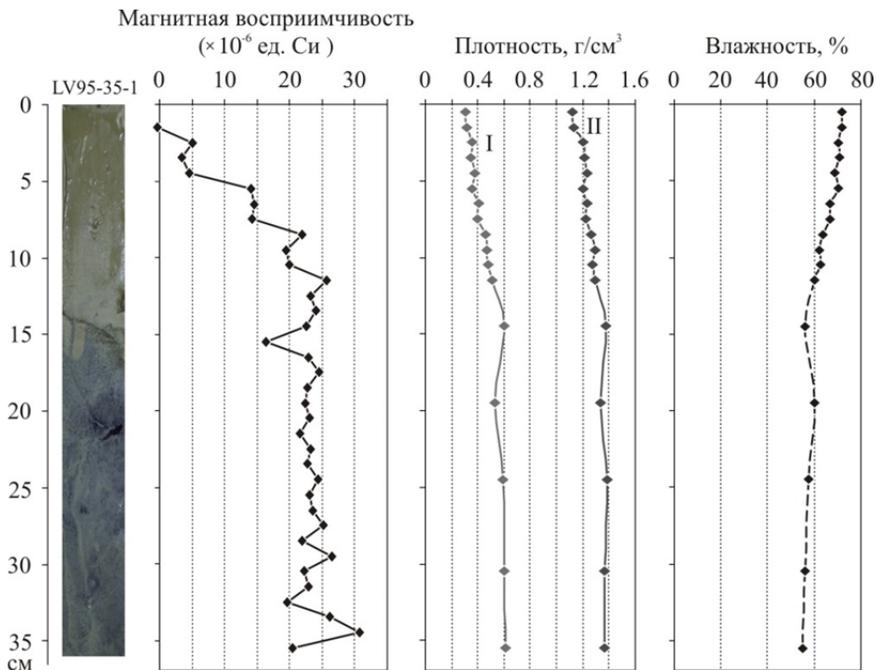


Рисунок. Фотография, магнитная восприимчивость, плотность (I – влажный осадок; II – сухой осадок) и влажность донных отложений колонки LV95-35-1.

Магнитная восприимчивость повышается сверху вниз по разрезу (рис.). В верхних 4.5 см колонки МВ не превышает  $5 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ, в интервале 5.5–7.5 см – не более  $14.6 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ, на глубине 8.5–35.5 см – варьирует от  $16.3 \cdot 10^{-6}$  до  $30.8 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ. Величина МВ напрямую зависит от выхода минералов тяжелой фракции, содержания песчаной примеси и плотности отложений. Пониженные значения МВ в верхней части разреза могут быть также связаны с повышенным содержанием здесь

биогенного немагнитного материала. Подобная закономерность уже отмечалась нами при изучении коротких кернов из других районов Чукотского моря [6, 7].

Скорость современного осадконакопления в точке отбора керна LV95-35-1 составила 8 мм/год. Столь высокие темпы седиментации в этой части Чукотского моря, вероятно, связаны со значительным привносом осадочного материала течениями через Берингов пролив [7, 8, 9].

Авторы признательны капитану и команде НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и коллегам из ТОИ ДВО РАН за помощь в выполнении экспедиционных работ. Мы также благодарны Е.Г. Поляковой (ИЗК СО РАН) за аналитическую работу. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-17-00081). В работе частично задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левин В.С. Методы анализа состава и физических свойств сублиторальных морских донных осадков в экологических исследованиях. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 88 с.
2. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.
3. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н., Ломоносова Т.К., Ощепков В.А., Будникова Н.С., Мишарина В.А., Богдашова Л.И. Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1982. 101 с.
4. Melgunov M.S., Pokhilenko N.P., Strakhovenko V.D., Sukhorukov F.V., Chuguevskii A.V. Fallout traces of the Fukushima NPP accident in southern West Siberia (Novosibirsk, Russia) // *Environmental Science and Pollution Research*. 2012. V. 19. № 4. P. 1323–1325. DOI: [10.1007/s11356-011-0659-1](https://doi.org/10.1007/s11356-011-0659-1)
5. Krishnaswamy S., Lal D., Martin J.M., Meybeck M. Geochronology of lake sediments // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 11. № 1–5. P. 407–414.
6. Вологина Е.Г., Штурм М., Кулагина Н.В., Аксентов К.И. Вещественный состав позднеголоценовых отложений южной части Чукотского моря // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 1. С. 84–94. DOI: [10.31857/S0030157423010161](https://doi.org/10.31857/S0030157423010161)
7. Vologina E.G., Sturm M., Astakhov A.S., Shi Xuefa Anthropogenic traces in bottom sediments of Chukchi Sea // *Quaternary International*. 2019. V. 524. P. 86–92. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.008>
8. Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределение аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря // *Океанология*. 1978. Т. 18. № 6. С. 1049–1052.
9. Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for

bioproductivity and paleoceanography // Oceanography. 2015. V. 28. № 3. P. 190–201.

A comprehensive study of sediment core from the southwestern part of the Chukchi Sea was carried out. Analytical methods included macroscopic description, determination of wet and dry sediment densities and moisture content, magnetic susceptibility measurements, grain size and mineral analyzes. The rate of recent sedimentation established at the study point is 8 mm/year.

**Гаврилов А.В.<sup>1</sup>, Малахова В.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: [gavrilov37@bk.ru](mailto:gavrilov37@bk.ru); <sup>2</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: malaxv@list.ru)

## **Составление карты шельфовой криолитозоны России на основе численного моделирования с учетом геологических факторов**

**Gavrilov A.V.<sup>1</sup>, Malakhova V.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk)

## **Compilation of a map of the shelf permafrost zone of Russia based on numerical modeling, taking into account geological factors**

Ключевые слова: криолитозона, арктический шельф, численное моделирование, карта шельфовой криолитозоны, мощность мерзлоты, геологическое строение

Предлагается подход к составлению карты шельфовой мерзлоты России, предусматривающий учет как климатической и гляциозвстатической цикличности, так и вклада геологического развития арктического шельфа в формирование субмаринной криолитозоны.

К настоящему времени на базе численного моделирования опубликовано несколько карт, картосхем и схем субмаринной криолитозоны северного полушария или таких его крупных частей, как арктический шельф России [1–3]. Почти все они отражают только роль цикличности климата и батиметрии арктических шельфовых морей в ее формировании. Вклад геологических факторов остался практически неизвестным и неучтенным. Этому способствовало, во-первых, принятие палеотемпературной летописи Восточной Антарктиды в качестве основы палеогеографического сценария для всего арктического шельфа России. И если для перигляциального Восточного сектора оно явилось правомерным и целесообразным, то для ледникового Баренцево-Карского – искажающим историю его геологического развития, по крайней мере, в позднем неоплейстоцене. Дело в том, что морские обстановки в этот период там существовали не только в МИС-5е, но и во вторую половину казанцевского времени [4]. Во-вторых, совершенно не учтенными оказались различия в геологическом строении тектонических поднятий и опусканий.

В настоящем сообщении приводятся результаты численного моделирования по двум тестовым сценариям, которые позволяют учесть роль геологических факторов (табл.). Сценарий 1 составлен для сравнения результатов моделирования глубин залегания подошвы и кровли мерзлоты

на шельфе морей Карского (Сц-1а) и Лаптевых (Сц-1б). Сценарии 2а, б, в предназначены для сравнения результатов моделирования для различных типов тектонических структур.

Таблица. Результаты моделирования (П – подошва, К–кровля мерзлоты), м

Сценарии	Результаты моделирования на участках изобат							
	5 м		40 м		70 м		100 м	
	П	К	П	К	П	К	П	К
Сц-1а	207.5	94.5	154.0	141.5	151.5	125.5	143.5	107.5
Сц-1 б	511.0	85.0	295.5	72.5	292.0	67.0	264.0	52.0
Сц-2 а	640.5	80.0	313.0	81.5	310.0	70.5	277.5	51.0
Сц-2 б	789.5	79.5	547.0	81.0	547.5	69.0	534.0	51.0
Сц-2 в	556.5	80.0	271.0	82.0	268.0	70.5	241.0	51.0

Моделирование осуществлено для наиболее изученного временного интервала: МИС-5е – голоцен. Его результаты в отношении западного (Карского моря) и восточного секторов Арктики (море Лаптевых) показывают существенность вклада истории геологического развития в формирование шельфовой мерзлоты. Так, на участках изобаты 5 м на Карском шельфе заглужение подошвы мерзлоты (200 м) по данным моделирования оказывается на 300 м меньше, чем в пределах моря Лаптевых. Здесь его модельное значение составляет 511 м (таблица). Величина заглужения хорошо соотносится с мощностью береговой мерзлоты по данным Геокриологической карты СССР масштаба 1:2 500 000. На Ямале и Гыдане она варьирует от 200 до 400, на Лено-Анабарском побережье – от 500 до 700 м [5]. На карте криолитозоны северного полушария [2] в противоположность выявленным различиям подошва мерзлоты на мелководьях в восточной части морей Карского и Лаптевых приурочены к одинаковой поддонной глубине – 600–700 м.

Глубины залегания кровли мерзлых пород по данным нашего моделирования нарастает по мере увеличения глубин моря. На изобате 100 м на Карском шельфе ее модельные значения (107 м, таблица) на 50 м больше, чем на море Лаптевых (52 м). Указанные величины соответствуют средним буровым данным в этих морях [6, 7].

При оценке роли тектоники на глубину промерзания пород мощность осадочного чехла в поднятиях задавалась равной 500 и 300 м (сц. 2а и 2б соответственно). Сценарий 2в отвечает опусканиям. Основным фактором предполагаемого более глубокого промерзания поднятий и щитов в сравнении с тектоническими опусканиями является повышенный коэффициент теплопроводности ( $\lambda$ ) плотных древних пород фундамента. Моделирование показывает, что этот фактор при  $\lambda = 3\text{--}3.5$  Вт/м·К «работает» только при небольшой мощности чехла (300 м, таблица). Глубина промерзания пород при указанных значениях  $\lambda$  на участках

изобатах 5 м в опусканиях составляет 70% от таковой в пределах поднятий. При уменьшении мощности чехла до 90 м мощность мерзлоты на поднятиях, как показывают наши работы [8], может в 2–2.5 раза превышать таковую в пределах опусканий.

**Заключение.** Величины модельной мощности мерзлоты на шельфе моря Лаптевых от 120 до 300 м (в зависимости от глубин моря) больше, чем на Карском шельфе. Но на карте криолитозоны П.П. Овердуина [2] она одинаковая.

Аналогично, данные моделирования для разнотипных тектонических структур показывают, что модельная мощность мерзлоты на тектонических поднятиях может на 230–300 м превышать таковую в пределах опусканий. Различия же в тектонике на карте П. Овердуина вообще не учитываются. Такими же оказываются результаты сравнения данных моделирования с двумя другими вышеуказанными картами.

Таким образом, результаты моделирования показывают, что геологические факторы играют важнейшую роль в формировании шельфовой криолитозоны. Их учет крайне необходим при составлении карт криолитозоны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Malakhova V.V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf // Proceedings SPIE: 24nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics 2018. V. 10833. P. 108337T.
2. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner et al. Submarine Permafrost Map in the Arctic Modeled Using 1-D Transient Heat Flux (SuPerMAP) // Journal of Geophysical Research Oceans. 2019. V. 124 (1). DOI: 10.1029 / 2018JC014675/ GRID-Arendal <https://www.grida.no/resources/13519>
3. Кошуриков А.В. Многолетнемерзлые толщи шельфа морей Российской Арктики (по данным геофизических исследований). Автореф. дисс. д.г.-м.н., М., 2023.
4. Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Стрелецкая И.Д. и др. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС-5) Енисейского Севера // Геология и геофизика. 2016. Т. 54. № 4. С. 743–757.
5. Геокриологическая карта СССР, м-б 1:2 500 000 / Ред. Э.Д. Ершов. М.: МГУ, геологический ф-т, 1991.
6. Куликов С.Н., Рокос С.И. Выделение массивов многолетнемерзлых пород на временных сейсмоакустических разрезах мелководных районов Печорского и Карского морей // Геофизические изыскания. 2017. № 3. С. 34–42.
7. Фуртышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 135 с.
8. Гаврилов А.В., Малахова В.В., Деревягин А.Ю., Пижанкова Е.И., Попова А.А. Мерзлые породы Восточно-Сибирского шельфа и их связь с

логическими событиями среднего неоплейстоцена-голоцена // Геология морей и океанов. 2021. Т. IV. С. 36–40.

An approach is proposed for compiling a map of Russia's shelf permafrost, which takes into account both climatic and glacioeustatic cyclicality, and the contribution of the geological development of the Arctic shelf to the formation of the submarine permafrost zone.

**Гусев Е.А.<sup>1</sup>, Попова Е.А.<sup>1,2</sup>, Крылов А.А.<sup>1</sup>, Каминский Д.В.<sup>1</sup>,  
Яржембовский Я.Д.<sup>1</sup>, Элькина Д.В.<sup>1</sup>, Новихина Е.С.<sup>1</sup>,  
Костромина Н.А.<sup>1</sup>, Алексеев А.Ю.<sup>1</sup>, Семенов П.Б.<sup>1</sup>,  
Комаров А.Ю.<sup>1</sup>, Бочкарев А.В.<sup>1</sup>, Захаров В.Ю.<sup>1</sup>,  
Малышев С.А.<sup>1</sup>, Богин В.А.<sup>1</sup>, Макаров А.С.<sup>2</sup>, Пронин И.С.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. академика И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, Россия e-mail: [gus-evgeny@yandex.ru](mailto:gus-evgeny@yandex.ru); <sup>2</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; <sup>3</sup>ГНЦ ООО «СПЛИТ», Москва, Россия)

## **Морские геологические экспедиции ВНИИОкеангеология в 2022–2023 гг.**

**Gusev E.A.<sup>1</sup>, Popova E.A.<sup>1,2</sup>, Krylov A.A.<sup>1</sup>, Kaminsky D.V.<sup>1</sup>,  
Yarzhembovskiy Ya.D.<sup>1</sup>, Elkina D.V.<sup>1</sup>, Novikhina E.S.<sup>1</sup>,  
Kostromina N.A.<sup>1</sup>, Alexeev A.Yu.<sup>1</sup>, Semenov P.B.<sup>1</sup>,  
Komarov A.Yu.<sup>1</sup>, Bochkarev A.V.<sup>1</sup>, Zakharov V.Yu.<sup>1</sup>,  
Malyshev S.A.<sup>1</sup>, Bogin V.A.<sup>1</sup>, Makarov A.S.<sup>2</sup>, Pronin I.S.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Gramberg All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>AARI, St. Petersburg, Russia; <sup>3</sup>JSC “SPLIT”, Moscow, Russia)

## **Marine geological expeditions of VNIIOkeangeologiya in 2022–2023**

Ключевые слова: морские экспедиции, четвертичные отложения, рельеф морского дна, арктический шельф, Охотское море, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых, Восточно-Арктический шельф, Северный Ледовитый океан.

В последние два года силами ВНИИОкеангеология геолого-съёмочные работы выполнялись в морях Баренцевом, Охотском и Восточно-Сибирском, а также в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Полученные результаты будут использованы при составлении комплектов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000.

В 2022–2023 годах силами Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) геолого-съёмочные работы на шельфе выполнялись в морях Баренцевом, Охотском и Восточно-Сибирском морях, а также в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Работы выполнялись в рамках государственного задания института по направлению: Региональные геолого-геофизические и геолого-съёмочные работы. Проект на проведение морских экспедиционных исследований в норвежской части Баренцева моря был зарегистрирован на платформе Research in Svalbard, № проекта RiS ID

11895: Geological study of Svalbard shelf (GeoShelf). По другим экспедициям разрешения на проведение работ на континентальном шельфе были получены ВНИИОкеангеология, и дружественными организациями (Северное УГМС, Архангельск; Центр морских исследований МГУ им. Ломоносова, Москва).

В Баренцевом море в 2022 г. работы проводились с борта НИС «Профессор Молчанов», в 2023 – с судна «Иван Петров» (судовладелец – ФГБУ «Северное УГМС», г. Архангельск) в районе возвышенности Персея в интервале глубин 90–250 м и включали в себя сейсмоакустическое профилирование с использованием профилографа и спаркера, и донный пробоотбор с помощью дночерпателя ван-вин [1]. По полученным сейсмоакустическим профилям можно судить о морфологических особенностях морского дна и мощности самого верхнего осадочного слоя, а также о строении слабо складчатых литифицированных комплексов мезозоя. Донное опробование в районе работ за два года выполнено на 108 станциях. Плейстоцен-голоценовые осадки, вскрытые дночерпателем, представлены в основном алеврито-пелитовыми осадками, иногда с примесью песка. На нескольких станциях донные осадки отсутствовали, зато в дночерпатель попал обильный донно-каменный материал, а иногда и железомарганцевые корки и конкреции.

На Лаптевморской континентальной окраине работы выполнялись на гидрографическом судне «Янтарь» Министерства обороны Российской Федерации. С борта судна проводилось многолучевое эхолотирование по сети профилей, обследование океанского дна и опробование с помощью беспилотных подводных аппаратов. Изучена область структурного вырождения неотектонической зоны на продолжении срединно-океанического хребта Гаккеля, в районе подводной долины Садко. Особенное внимание уделялось крутым участкам склонов, подводным уступам, обрывам, как возможным естественным обнажениям коренных пород. При эхолотировании и придонном видеообследовании выявлены участки с вертикальными свежими линиями отрыва высотой от 0.5 до 3 м. Закартированы районы террасированности склонов и континентального подножия. Зафиксированы также положительные формы рельефа, отвечающие областям накопления турбидитов. На одной из станций донного пробоотбора на глубине около 2600 м зафиксирована крупная, предположительно карбонатная, постройка высотой около 50 см. Был отобран образец, который в настоящее время исследуется в лаборатории. Исследованный район сейсмичен, здесь постоянно происходят землетрясения [2, 3]. Поэтому часто встречаются свежие крутые сбросовые (оползневые) уступы и свидетельства современной разгрузки метаноносных флюидов.

В Центрально-Арктическом бассейне продолжается дрейф ледовостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс» (СП), с

борта которой проводятся разносторонние исследования. В составе дрейфующей станции находятся сотрудники ВНИИОкеангеология, проводящие донное опробование морского дна и занимающиеся интерпретацией сейсмоакустического профилирования, непрерывно работающего с помощью системы Parasound. К настоящему времени выполнено 70 станций донного пробоотбора в котловине Подводников, на хребте Ломоносова (в районе 83° с.ш. и 86° с.ш.), в котловинах Нансена и Амундсена. Донные осадки сложены слоями коричневого, бежевого и оливкового и алевропелита и пелита с редкой примесью песка. Часто встречается чередование в разрезе тонкозернистых и грубозернистых слоев, что говорит о значительном влиянии на процессы осадконакопления турбидитов.

Сейсмоакустические данные, получаемые при помощи глубинного параметрического профилографа PARASOUND P70, пишутся почти непрерывно с 4 октября 2022 г. Отмечены и описаны разнообразные структуры как в котловинах, так и на хребте Ломоносова. В котловине Амундсена, помимо плоских параллельных рефлекторов, означающих гемипелагический режим осадконакопления, встретились сигмоидальные структуры, характеризующие развитие тут контуритов. На склонах хребта встретились многочисленные свидетельства склоновых процессов в виде хаотичных линз - оползневых тел, несогласий; на плоской вершине хребта, помимо мощных слоев ровных гемипелагических осадков, в районе 86° с.ш. на протяжении как минимум 30 км встречались горизонтально залегающие слои осадочного чехла, эродированные и перекрытые акустически прозрачным слоем и тонким слоем современных осадков.

В восточной части Восточно-Сибирского моря по заказу ВНИИОкеангеология выполнено сейсмоакустическое профилирование силами акционерного общества СПЛИТ. Работы проводились с НИС «Профессор Молчанов» в сентябре 2022 года с использованием спаркера. Получено 500 км сейсмоакустических профилей, глубинность записи на которых колеблется от 10 до 50 м. Район характеризуется сложным строением верхней части осадочного чехла. Несколько факторов приводят к маскировке полезной записи сейсмоакустического разреза, к которым относится развитие многолетнемерзлых пород ниже поверхности морского дна, загазованность осадков и пр. Вместе с тем, во многих местах наблюдается слоистое строение толщи чехла, с угловыми несогласиями, косослоистыми толщами выполнения, врезами палеодолин, которые часто располагаются на нескольких стратиграфических уровнях. Большая часть этих палеорусел относится к системе пра-Колымы.

В юго-западной части Охотского моря в 2022 и 2023 гг. проведены геологосъемочные работы в рамках листов Госгеолкарты-1000/3 М-55 (мыс Терпения) и N-55 (Дерюгина). Для выполнения работ было зафрахтовано научно-исследовательское судно «Профессор Мультановский»,

принадлежащее ФГБУ «ДВНИГМИ» (г. Владивосток). Проведено непрерывное сейсмоакустическое профилирование по мелководью у Сахалина и верхней части склона. Полученные материалы после камеральной обработки позволят уточнить геологическое строение верхней части осадочного чехла западной части Охотского моря. На профилях часто фиксируются склоновые деформации осадков, сползающих и сминающихся в неупорядоченные дисгармоничные складки. В районе работ донное опробование выполнено на 70 станциях. Плейстоцен-голоценовые осадки, вскрытые трубкой и ковшом, представлены в основном алеврито-пелитовыми осадками, часто с примесью песка. На нескольких станциях в кернах были обнаружены раковины морских моллюсков. Пробы газа, растворенного в донных осадках, отобраны из разных горизонтов поддонной глубины опробованных кернов грунтовых трубок. Количество проб газа, отобранных из одного керна определялось глубиной вскрытого разреза.

Таким образом, в 2022 и 2023 гг. силами ВНИИОкеангеология и подрядчиков выполнены морские экспедиционные исследования на арктических и дальневосточных шельфовых морях, а также в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Все работы выполнялись по Государственному заданию ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Сотрудники ФГБУ ВНИИОкеангеология сердечно благодарят экипажи и капитанов НИС «Профессор Молчанов», «Иван Петров», «Профессор Мультиановский», ОИС «Янтарь», а также экипаж ледовостойкой самодвижущейся платформы «Северный Полюс».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комаров А.Ю., Гусев Е.А., Крылов А.А., Алексеев А.Ю., Семенов П.Б., Элькина Д.В., Шатрова Е.В., Попова Е.А., Карташов А.О., Беляев П.Ю., Голосной А.С., Захаров В.Ю. Строение дна Баренцева моря в районе западных отрогов возвышенности Персея // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. Вып. 9. С. 128–132. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-128-132
2. Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104–114.
3. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 40–54.

Over the past two years, VNIIOkeangeologiya has carried out geological survey work in the Barents, Okhotsk and East Siberian seas, as well as in the deep-water part of the Arctic Ocean. The results obtained will be used in compiling sets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000.

**Доманов М.М., Хусид Т.А., Гагарин В.И., Буханов М.В.**  
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: domanov@ocean.ru)

**Оценка связи распределения бентосных фораминифер:  
*Reophax* spp., *Cribrostomoides subglobosus* и *Adercotryma  
glomerata* с условиями среды в северной части моря  
Лаптевых**

**Domanov M.M., Khusid T.A., Gagarin V.I., Bukhanov M.V.**  
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia)

**Assessment of the relationship between the distribution of  
benthic foraminifers: *Reophax* spp., *Cribrostomoides  
subglobosus* and *Adercotryma glomerata* with environmental  
conditions in the northern part of the Laptev Sea**

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, донные осадки, море Лаптевых, органический углерод, кислород, температура.

Состав и структура сообщества бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков северной части моря Лаптевых сопоставлен с характеристиками осадка (фракционный состав, содержание органического углерода) и параметрами придонного слоя воды. Выполнена оценка плотности связи численности фораминифер с параметрами среды.

Рассмотрен состав и структура сообщества фораминифер в поверхностном слое (0–5 см) донных осадков северной части моря Лаптевых на 20 станциях в районе перехода от внешнего шельфа к континентальному склону. Пробы взяты боксорером 50x50x60 см и промыты на сите 50 мкм. В пробах подсчитывали общее количество раковин во всей фракции размером больше 50 мкм. В материале преобладают агглютинирующие фораминиферы: *Reophax* spp., *Cribrostomoides subglobosus* (Cushman) и *Adercotryma glomeratum*.

Обилие и видовой состава фораминифер в слое осадка сопоставлен с характеристиками поверхностного осадка (фракционный состав, содержание органического углерода) и параметрами придонного слоя воды (соленость, температура, концентрация кислорода). Методом главной компоненты и статистического анализа определены основные факторы среды, влияющие на относительную численность *Reophax* spp., *C. subglobosus* и *A. glomerata* в пределах шельфа и континентального склона. Во всем комплексе фораминифер число видов фораминифер и число бентосных форм уменьшается с увеличением глубины ( $R=-0.87$ ) и растет с увеличением концентрации кислорода в придонном слое воды ( $R=0.72$ ). В глубоководной части моря Лаптевых в районе глубин более 1000 м численность фораминифер рода *Reophax* spp. и численность фораминифер

вида *C. subglobosus* положительно коррелируют с температурой придонного слоя воды ( $R=0.82$  и  $0.93$  соответственно) и отрицательно с соленостью ( $R=-0.73$  и  $-0.75$  соответственно). С содержанием органического углерода численность *Reophax* spp. и *C.subglobosus* коррелируют отрицательно. Снижение численности *C. subglobosus* и *Reophax* spp. с увеличением в осадке доли фракции менее 50 мкм указывает на то, что для этих видов предпочтительны донные осадка более крупных фракций. Оба вида принадлежат инфауне, обитают внутри осадка на глубине 2–18 см и питаются детритом и бактериями (Corliss, 1988; Feyling–Hanssen, 1971; Korsun, 1989). Содержание органического углерода в осадке положительно коррелирует с величиной доли пелитовой фракции в осадке, поэтому при уменьшении доли пелитовой фракции количество доступной для питания *C.subglobosus* и *Reophax* spp. органики также снижается. Таким образом, выбор стратегии развития этих фораминифер определяется взаимодействием обоих факторов. Для *C. subglobosus* такая взаимосвязь более жестка, для *Reophax* spp. выражена слабее

The composition and structure of the benthic foraminifera community in the surface layer of bottom sediments in the northern part of the Laptev Sea is compared with the characteristics of the sediment (fractional composition, organic carbon content) and the parameters of the bottom water layer. The density of the relationship of the abundance of foraminifera with the parameters of the medium is estimated.

**Друщиц В.А.**

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail [vdruschits@yandex.ru](mailto:vdruschits@yandex.ru))

## **Динамика осадочного материала и разгрузка природного газа на континентальной окраине Арктики**

**Drouchits V.A.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

## **Sedimentation dynamics and natural gas discharge on the Arctic continental margin**

Ключевые слова: ледниковый разнос, природный газ, нефтегазовые месторождения, континентальная окраина Арктики.

Разгрузка природного газа зафиксирована на всей площади континентальной окраины Арктики. Выброс метана связан с деформацией нефтегазовых месторождений ледниками. На ледниковых и внеледниковых континентальных окраинах эмиссия природного газа генерируется системами тектонических нарушений.

В последние годы в процессе разведки и эксплуатации нефтегазовых месторождений Северной Атлантики и бассейнов Северного Ледовитого океана установлены закономерности формирования и распределения коллекторов на континентальных окраинах. Так, в Северном море запасы углеводородов, главным образом, сосредоточены в осадках палеоценового и эоценового возраста. В Норвежском море, на шельфе распространены коллекторы мезозоя, на континентальном склоне – в основном, месторождения позднего мела-кайнозоя [1]. В российской Западной Арктике нефтегазовые ресурсы сосредоточены в палеозойских и мезозойских отложениях. Месторождения преимущественно газовые [2]. На шельфе моря Лаптевых выделены перспективно нефтегазоносные комплексы: мезозойский, палеоцен–эоценовый, олигоценовый, миоценовый [3]. На шельфе восточной части моря Бофорта коллекторы имеют возраст палеоцен-эоценовый и эоцен-олигоценовый. Предполагается также, что в северной части этого бассейна возможна аккумуляция гидратов природного газа в плиоценовых отложениях [4].

Появились работы, которые сосредоточены на определении влияния ледниковых процессов на состояние нефтегазовых месторождений в пределах ледниковых континентальных окраин. Следует отметить, что эти месторождения вначале кайнозоя испытали подъем, затем подверглись интенсивной эрозии. Движение гляциального материала вызывает значительные изменения в верхней части осадочного чехла: изменение уклонов по ходу смещения, перераспределение огромных объемов терригенного материала, разрушение пород покровышки. Гляциоизостазия сказывается на ходе вертикальных движений. В результате в газовых и

нефтяных залежах происходит утечка нефти или газа или миграция в другие части коллектора [5, 6]. Наиболее ярким примером воздействия блоков ледникового материала может служить срез 600 м поверхностных отложений месторождения Ормен Ланге оползнем Сторегга 8150 тысяч л.н. в Норвежском море [7]. Дифференциация осадочного материала, переносимого ледником, создает условия для формирования коллекторов, в результате появляются газовые месторождения четвертичного возраста. Эти залежи связаны с сетью тектонических нарушений [8].

Ледниковые континентальные окраины сформировались в области, находящейся под влиянием развития срединно-океанических хребтов. В раннем кайнозое эта территория поднималась, эрозионный срез за весь кайнозой изменялся от 500 до 3000 м. В течение кайнозоя ледниковые континентальные окраины испытывают и вертикальные, и горизонтальные движения. Вследствие землетрясений случаются катастрофические массовые смещения осадков в виде оползней, обвалов, потоков обломочного материала, что провоцирует выбросы природного газа. Деформационные волны, вызванные землетрясениями, могут распространяться в течение нескольких лет. Их воздействие будет иметь «отложенный эффект» (быть причиной газовых выбросов) на смежных территориях [9].

Внеледниковые континентальные окраины расположены на Лаптевоморской и Чукотка — Арктическая Аляска плитах. Они отличаются стабильными условиями развития, начиная с олигоцена, что выражается в доминировании процесса аккумуляции. Создаются условия для формирования месторождений углеводородов. Мощности четвертичных осадков на шельфе внеледниковых континентальных окраин превышают величины аккумуляции за этот же период на шельфе ледниковых областей. Лаптевоморская континентальная окраина развивается как рифтовая система, отличается высокой тектонической активностью.

Интенсивная разгрузка природного газа фиксируется как на ледниковых, так и на внеледниковых континентальных окраинах. В западной окраине архипелага Шпицберген обнаружена полоса газовых факелов вдоль разломной зоны. В юго-западной части Баренцева моря (глубина 320–350 м) находится поле гигантских кратеров (диаметр 300–1000 м, глубина 35 м). Предполагается, они образовались вследствие разрушения гидратов природного газа. В районе поднятия Сентралбанкен расположен массив газовых факелов различной интенсивности. По всей вероятности, произошло нарушение крышки газового месторождения отступающим ледником около 15 тыс. л.н. [10, 11]. В море Лаптевых, на глубинах 63–73 м, обнаружен выход метана в виде 55 факелов на площади 35 км<sup>2</sup>. Авторы считают, что сложная система тектонических нарушений служит каналами, по которым природный газ поступает под покров многолетнемерзлых пород и криогенных гидратов, а затем по тектоническим деформациям выходит на

дно моря [12]. На шельфах Печорского и Карского морей (в последний ледниковый максимум было свободно от ледника), на глубинах (от 20–30 до 70–80 м), в зонах островной многолетней мерзлоты, наблюдается высокая интенсивность потока флюидов в районе разломных зон и нефтегазоперспективных структур [13]. Шельф восточной части моря Бофорта не подвергался оледенению в последний ледниковый максимум. Его отличительной особенностью является широкое распространение различных типов разгрузки природного газа: факелы, газовые выбросы (покмарки), пингоподобные структуры, грязевые вулканы. В этом регионе открыто множество нефтегазовых месторождений, выделена мощная толща многолетнемерзлых пород и доказано наличие скоплений криогенных гидратов природного газа.

Континентальная окраина Арктики — регион многочисленных нефтегазовых месторождений. Вследствие перемещения осадочных масс ледниками происходит деформация этих залежей, выброс метана в водную толщу, и формирование четвертичных скоплений метана. Как на ледниковых, так и на внеледниковых окраинах эмиссия природного газа генерируется системами тектонических нарушений.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических процессов формирования складчатых структур Северо-Востока Азии» (тема FMMG-2023-0010).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Забанбарк А., Лобковский Л.И. Геологическое строение и нефтегазность современных и древних континентальных. М.: Научный мир, 2022. 288 с.
2. Шипилов Э.В. Месторождения углеводородного сырья российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Вестник МГУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 339–350.
3. Дзюбло А.Д., Грушевская О.В., Обухов А.Н., Макарова А.Ю. Структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2022. № 4. С. 56–75.
4. Chen Zh., Dietrich J., Lane L.S. et al. Beaufort–Mackenzie Tectono-Sedimentary Element // Sedimentary Successions of the Arctic Region and their Hydrocarbon Prospectivity. 2021. Geological Society. London. Memoirs 57.
5. Medvedev S., Hartz E.H., Schmid D.W. et al. Influence of glaciations on North Sea petroleum systems // Cross-Border Themes in Petroleum Geology I: The North Sea. Geological Society. London. Special Publications. 2019. V. 494. P. 481–498.
6. Kishankov A., Serov P., Bünz S. et al. Hydrocarbon leakage driven by Quaternary glaciations in the Barents Sea based on 2D basin and petroleum system modeling // Marine and Petroleum Geology. 2022. V. 138. 105557.

7. Bryna P., Berga K., Forsberg K.F. Explaining the Storegga Slide // *Marine and Petroleum Geology*. 2005. V. 22. P. 11–19.
8. Bellwald B., Planke S., Vadakkepuliambatta S. et al. Quaternary and Neogene Reservoirs of the Norwegian Continental Shelf and the Faroe-Shetland Basin // *First Break*. 2022. V. 40. № 6. P. 43–54.
9. Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V. et al. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // *Seismol. Res. Lett.* 2021. V. 92. P. 2876–2890.
10. Serov P., Mattingsdal R., Winsborrow M. et al. Widespread natural methane and oil leakage from sub-marine Arctic reservoirs // *Nature Communications*. 2023. V. 1 (4). 1782. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-37514-9>
11. Waage M., Serov P., Andreassen K. et al. Geological controls of giant crater development on the Arctic seafloor // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. 8450. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65018-9>.
12. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna // *Geo-Marine Letters*. 2020. V. 40. P. 541–557.
13. Кохан А.В., Мороз Е.А., Еременко Е.А. и др., Флюидогенный рельеф районов распространения многолетней мерзлоты на шельфе Печорского и Карского морей // *Вестн. МГУ. Сер. 5. Геогр.* 2023. Т. 78. № 3. С. 104–124.

The unloading of natural gas has been recorded throughout the entire Arctic continental margin. The release of methane is associated with the deformation of oil and gas fields by glaciers. On glacial and non-glacial continental margins, natural gas emissions are generated by systems of tectonic disturbances.

**Дубинина Е.О., Коссова С.А., Чижова Ю.Н., Авдеенко А.С.**  
(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: [elenadelta@inbox.ru](mailto:elenadelta@inbox.ru))

## **Изотопные ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ , $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , $[\text{DIC}]$ ) характеристики вод СЗ части Берингова моря**

**Dubina E.O., Kossova S.A., Chizhova Yu.N., Avdeenko A.S.**  
(Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS, Moscow)

## **Isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ , $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , $[\text{DIC}]$ ) parameters of NW part of the Bering Sea waters**

Ключевые слова: изотопы O, C, H, опреснение, Берингово море, глубинные воды, промежуточные воды, водные массы, Арктика

Изучены изотопные ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ ,  $[\text{DIC}]$ ) параметры вод СЗ части Берингова моря. Установлены источники опреснения для каждого из типов водных масс и процессы, контролирующие поведение изотопно-концентрационной системы растворенного неорганического углерода.

Берингово море – один из основных источников опреснения Северного Ледовитого Океана (СЛО), поставляющее в него тихоокеанские воды [1, 2]. Установление источников опреснения самих вод Берингова моря, не имеющего заметного континентального стока, крайне актуальны, особенно в слабо изученной его Северо-Западной части (СЗ). Применение для этой цели изотопных трассеров ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) диктуется неустойчивостью термохалинных характеристик морских вод на фоне глобального потепления, что в Беринговом море проявлено очень активно [3]: возрос поток вод через Берингов пролив, повысилась средняя температура летних и упала соленость зимних вод, что повлияло на их способность к вентилиации галоклина СЛО [4]. Изотопный состав и концентрацию растворенного неорганического углерода (DIC) в глубинных и промежуточных водах также можно рассматривать как трассеры водных масс, несмотря на их неконсервативный тип поведения из-за взаимодействия с  $\text{CO}_2$  в атмосфере, растворения карбонатов, окисления и продукции органического вещества [5, 6].

Имеющиеся оценки величин  $\delta^{18}\text{O}$  пресного компонента (ПК) вод Берингова моря сильно варьируют в зависимости от места и глубины отбора проб [7–9]. Вдоль побережья Аляски и севернее Берингова пролива, в поверхностных водах, как правило, устанавливается изотопно-легкий пресный компонент ( $\approx 20\%$ ), а со стороны Охотского моря и Анадырского залива воды Берингова моря опресняются компонентом, в котором величины  $\delta^{18}\text{O}$  выше примерно на 5–7%. Эту разницу объясняют вкладом изотопно-«тяжелого» талого морского льда в летних водах Берингова моря

[7]. Однако такой же изотопно-«тяжелый» пресный компонент был установлен в промежуточных, а не поверхностных водах Охотского моря [8]. Чтобы понять природу и пути поступления пресного компонента в Берингово море, нами проведена оценка изотопных параметров ПК во всей толще вод.

Материал для исследований собран в районах Чукотского континентального склона и Командорских островов, в диапазоне глубин 10–4291 м (рис. 1). Оба полигона находятся в зоне действия циклонического Берингоморского течения, часть вод которого поступает в зону, примыкающую к Берингову проливу [10, 11].

Отбор проб проведен батометрами Нискина океанографического зонда (Rosette SBE 32). Определение величин  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  проведено методом масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия (CF IRMS) на масс-спектрометре DELTA V+ в опции GasBenchII (Thermo, Германия), определение величин  $\delta\text{D}$  – в режиме DI IRMS (разложение на горячем хrome). Точность определения величин  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  составила  $\pm 0.05\text{‰}$ ,  $\pm 0.3\text{‰}$ ,  $\pm 0.05\text{‰}$  и  $\pm 5$  отн.  $\%$  соответственно.

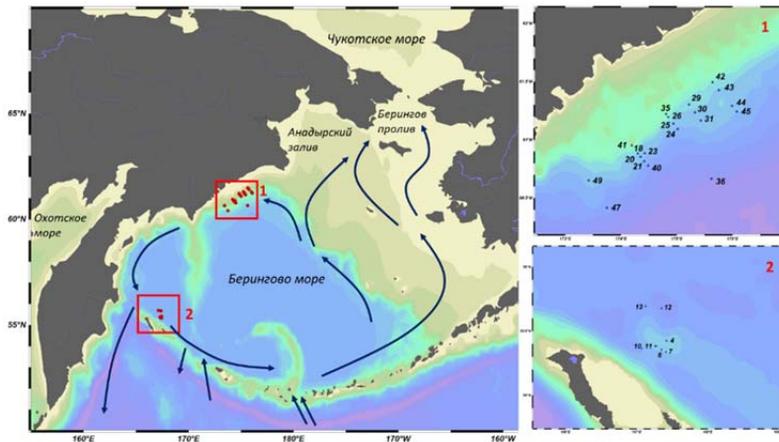


Рисунок 1. Расположение станций, на которых были отобраны образцы вод СЗ части Берингова моря в ходе 82 рейса НИС «Академик Лаврентьев» (июнь–июль 2018 г.). Локации: 1 – ПОЛ, 2 – КОМ. Течения – по Tazoe et al., 2022; Nishioka et al., 2021, Danielson, 2017, и др.

Анализ поведения термохалинных ( $T$ ,  $S$ ,  $\sigma\theta$ ) и изотопных ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) параметров позволил выделить 4 типа промежуточных и глубинных вод, являющихся опресненными аналогами вод Тихого океана (рис. 2). Данные по распределению  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  рассмотрены с учетом выделенных типов вод (рис. 3).

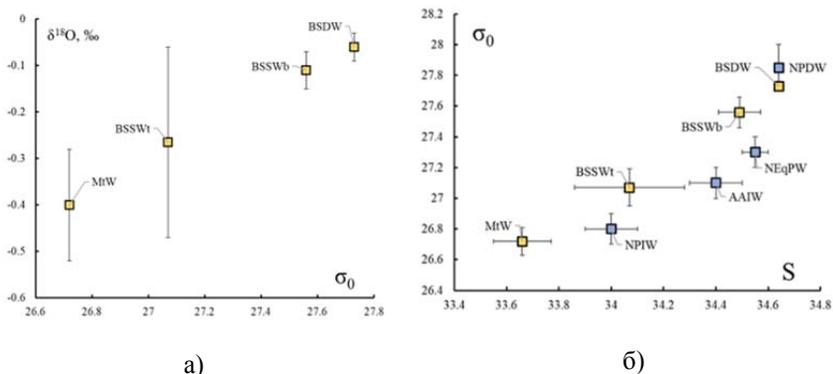


Рисунок 2. Изотопные (а) и термохалинные (б) характеристики промежуточных и глубинных вод СЗ части Берингова моря: MtW – мезотермальные воды; BSSWt – Воды склона Берингова моря, верхние; BSSWb – Воды склона Берингова моря, нижние; BSDW – Глубинные воды Берингова моря

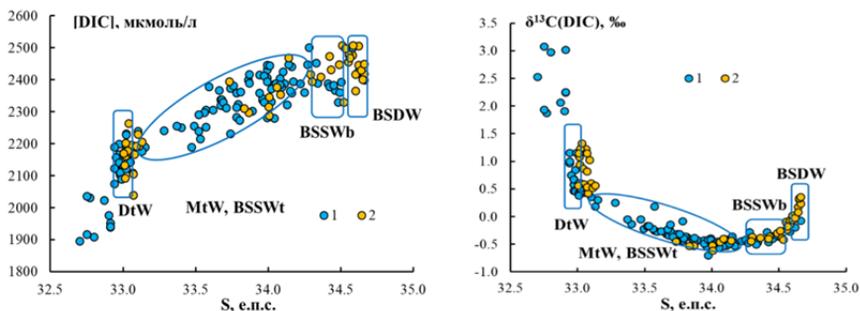


Рисунок 3. Распределение [DIC] и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  в зависимости от солёности.

Для каждого из типов вод установлены разные источники опреснения. Верхние 120–150 м вод Берингова моря опреснены летними атмосферными осадками региона, промежуточные воды до глубин 1000 м также опреснены региональными атмосферными осадками, но их состав близок к среднегодовым значениям. Нижняя часть промежуточных вод (1000–2400 м) опреснена ПК, который соответствует составам осадков, выпадающих в более южных областях Тихого океана, примерно на 40–45-м градусах США. Наконец, глубинные воды (2400–4100 м) опреснены ПК с характеристиками талых вод ледников Антарктиды, что согласуется с представлениями о глобальной термохалинной циркуляции в Мировом Океане.

Вертикальное распределение величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  характеризуется глубоким минимумом на глубинах около 500 м, причем как вверх, так и вниз по разрезу происходит почти линейное возрастание этой величины. В

поверхностных водах установлены высокие величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , от  $1.17 \pm 0.10$  до  $2.19 \pm 0.83$ , что указывает на активную первичную продукцию в поверхностных водах с потреблением изотопно-легкого углерода DIC. Этот процесс сопровождается уменьшением концентрации DIC в субповерхностных водах, особенно в районе Корякского шельфа. По нашим оценкам, дефицит [DIC] в  $170$  мкмоль/л в поверхностных водах Корякского шельфа относительно подстилающих дихотермальных вод и одновременное возрастание величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  от  $0.55$  до  $2.19\%$ , является результатом синтеза органического вещества с величиной  $\delta^{13}\text{C} \approx -20\%$ . Для РСО Берингова моря оценки этой величины составляют  $-23.9\%$  для воды и  $-21.5\%$  для льда, причем эти величины имеют тенденцию к постоянному росту [12].

Для глубинных вод рассчитаны модели вертикального перемешивания, относительно которых реальные величины  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  существенно снижены, что указывает на окисление органического вещества как основной процесс, контролирующей изотопную систему углерода DIC в промежуточных и глубинных водах во всем интервале глубин. Большая часть реальных величин [DIC] также превышает ожидаемые по модели консервативного смещения, что указывает на генерацию избыточного [DIC] в процессе деградации органики.

Установленные нами величины [DIC] =  $2432 \pm 32$  мкмоль/л в глубинных водах (BSSWb, BSDW) являются рекордно высокими из опубликованных за последнее время для окружающих акваторий ([DIC]  $\approx 2300$ – $2350$  мкмоль/л – глубинные воды центральной и СЗ части Тихого океана, [13]). Воды Берингова моря имеют существенно более высокие содержания DIC и могут рассматриваться как источник подкисления (acidification) океанских вод в Арктике. Прослежено распространение характеристик DIC, установленных для разных типов вод СЗ части Берингова моря, в район Арктического шельфа СЛО. В восточной части Восточно-Сибирского моря наблюдается присутствие дихотермальных (DtW) и промежуточных (MtW) вод Берингова моря. При этом вклада поверхностных вод (BsSW) Берингова моря не обнаруживается, что, вероятно, связано с сезонностью в путях распространения берингоморских вод за счет Экмановского транспорта на шельфе Восточной Арктики [2].

Полученные результаты показывают, что за счет апвеллинга происходит подъем глубинных вод Берингова моря в верхние горизонты с последующим их переносом в СЛО [14]. Присутствие вод Берингова моря на шельфе Восточно-Сибирского моря подтверждает представления о возможном транспорте тихоокеанских вод с трансполярным дрейфом через акваторию СЛО до пролива Фрама и их выходе в Северную Атлантику [15].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ, проект 23-17-00001.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aagaard K., Weingartner T. J., Danielson S. L. et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L19602.
2. Rudels B., Carmack E. // *Oceanography*. 2022. V. 35. P. 52–65.
3. Macdonald R.W., Harner T.T., Fyfe J. // *Sci. Tot. Env.* 2005. V. 342. P. 5–86.
4. Woodgate R.A., Peralta-Ferriz C. // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48. e2021GL092528.
5. Oppo D.W., Fairbanks R.G. // *Earth Plan.Sci.Lett.* 1987. V. 86. P. 1–15.
6. Kroopnick P.M. // *Deep-Sea Research*. 1985. V. 32 (I). P. 57–84.
7. Cooper L.W., Magen C., Grebmeier J. M. // *PLOS*. 2022. V. 17. № 8. P. e0273065.
8. Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S. // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106(C12). P. 31075–31084.
9. Nomura D., Abe H., Hirawake T. et al. // *Progress in Oceanography*. 2021. V. 196. 102595.
10. Tazoe H., Obata H., Hara T. et al. // *Front. Mar. Sci.* 2022. V. 9. P. 824862.
11. Danielson S. L., Weingartner T. A., Hedstrom K.S. et al. // *Prog. Oceanogr.* 2014.
12. Verwega M.T., C.J. Somes, M. Schartau et al. // *Earth System Sci. Data*, <https://doi.org/10.5194/essd-2021-159>
13. Ge T., Luo C., Ren P. et al. // *Front. Mar. Sci.* 2022. V. 9. 998437.
14. Talley L. *Descriptive Physical Oceanography*. 2011. P. 303–362.
15. Taylor J.R., Falkner K.K., Schauer U, et al. // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Is. C12.

Isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ ,  $[\text{DIC}]$ ) parameters of waters in the northwestern part of the Bering Sea were studied. The sources of freshening for each water masses and the processes which controls the isotope composition and concentration of dissolved inorganic carbon have been established.

**Зайончек А.В.<sup>1</sup>, Соловьев А.В.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: [a\\_zayonchek@mail.ru](mailto:a_zayonchek@mail.ru); <sup>2</sup>ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт» (ВНИГНИ), г. Москва)

## **Позднемеловой (сеноман-коньяк) этап развития рифтинга в северной части Северной Атлантики и Арктическом бассейне**

**Zayonchek A.V.<sup>1</sup>, Soloviev A.V.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>VNIGNI, Moscow)

## **Late Cretaceous (Cenomanian-Coniacian) stage of development of rifting in the northern part of the North Atlantic and the Arctic basin**

Ключевые слова: Арктический бассейн, тектоника, термогеохронологические исследования, трековое датирование апатита

Выполнено трековое датирование апатита (apatite fission-track dating, AFT) из песчаников триасового (анизий-норий) возраста скважины Северная, расположенной на о. Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа. Установлен позднемеловой возраст (~90 млн. лет) перехода от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу «быстрой» экзугмации пород.

Арктический (Северный Ледовитый) океан состоит из глубоководного бассейна и его шельфовых морей. Глубоководная часть Северного Ледовитого океана (СЛО) делится на Евразийский бассейн (ЕБ) и отделяемый от него подводным хребтом Ломоносова (ХЛ) Амеразийский бассейн (АБ). ЕБ сформировался в кайнозойское время в результате спрединга, который отделил хребет Ломоносова от Баренцево-Карской континентальной окраины [2]. В связи с труднодоступностью прямого геологического изучения глубоководных бассейнов СЛО для понимания тектонической истории его развития проводится изучение прибрежной материковой суши и архипелагов. Одним из методов исследования является трековое датирование апатита, которое выполняется для триасовых пород арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), относящегося к сформированному в мезозое-кайнозое окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево-Карской шельфовой плиты (рисунок). Чехол поднятия представлен палеозойскими карбонатно-терригенными и мезозойскими (триас-меловыми) терригенными отложениями морского, мелководно-морского и континентального генезиса. Одна из 3-х пробуренных на ЗФИ параметрических скважин – Северная, расположенная на о. Грэм-Белл, вскрыла терригенные породы триаса анизийско-норийского возраста [5].



Рисунок. Схема расположения датированных магматических проявлений и подъема литосферы в Арктике позднемелового возраста (сеноман–коньяк, ~96–88 млн. лет). АХ – острова Аксель Хейберг, ЗФИ – архипелаг Земля Франца Иосифа, НО – Новосибирские острова, ОГ – отрог Геофизиков, ШП – Шпицберген. 1 – точки датирования низкотемпературной термохронологией; 2 – точки датирования магматических пород основного состава; 3 – предполагаемая ось рифтогенного растяжения; 4 – трансформный разлом.

В интервале глубин 633.5–2689 м из песчаников были отобраны 8 образцов для трекового датирования апатита. Трековые возрасты апатита (230 млн. лет и древнее) из двух образцов, отобранных с глубин выше ~ 700 м, древнее возраста опробованных отложений (поздний триас, поздний норий), таким образом, апатит не испытал отжига треков. Значит, эта часть разреза не подвергалась воздействию палеотемператур (~80–120° С) после осадконакопления. Трековый возраст апатита из образцов, отобранных ниже ~ 700 м (средний и поздний триас), моложе ~ 190 млн. лет, треки в апатите испытали отжиг, а трековый возраст апатита закономерно уменьшается с увеличением глубины отбора зерна. Распределение трековых возрастов апатита имеет классическую форму, характерную для эксгумированной зоны частичного отжига (PAZ – partial annealing zone) Перегиб (break in slope) в распределении возрастов показывает переход (~90 млн. лет) от этапа относительной температурной и тектонической

стабильности к этапу «быстрой» эксгумации (крутой склон) [8]. Интерпретация трековых возрастов апатита из скважины Северная показывает, что отложения среднего и верхнего триаса находились в пределах зоны частичного отжига (~80–120° С) в юрско-раннемеловом периоде, а ускорение эксгумации началась в позднем мелу (~90 млн. лет). Трековые данные позволяют дать предварительную оценку скорости эксгумации в позднемеловом периоде (между 90 и 70 млн. лет назад) около 75 м / млн. лет.

До момента начала спрединга в Евразийском бассейне в раннем кайнозойе центральная часть хр. Ломоносова, где ранее было зафиксировано начало эксгумации пород ~95 млн. лет назад [11], вплотную примыкала к участку баренцево-карской континентальной окраины напротив ЗФИ. На всех сейсмических профилях, пересекающих центральную часть хр. Ломоносова, ниже кайнозойских отложений отчетливо выделяется область проградации осадков в АБ, которая нами связывается с раннемеловым подъемом Евразийской палеоконтинентальной окраины.

Позднемеловая (сеноман-коньяк) эксгумация пород широко проявлена в Арктике и зафиксирована на северо-восточном побережье Гренландии [8], северо-западной части арх. Шпицберген [7], на о. Медвежий, расположенном южнее архипелага Шпицберген [16], на западном побережье Новосибирских островов в море Лаптевых [13], в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и Приверхоянского краевого прогиба [1], на о. Врангеля [12], в северной части Арктического шельфа Аляски [4]. Если рассматривать Арктический регион в целом, то возраст ~96–89 млн. лет (рисунок) соответствует одному из этапов основного магматизма, проявленного на островах Арктического Канадского архипелага [6], хр. Альфа в АБ [10, 15] и на севере Верхоянского складчатого комплекса вблизи побережья моря Лаптевых [13]. Около 90 млн. лет назад на Тихоокеанской стороне Северной Америки происходит прекращение мелового гранитоидного магматизма в Кордильерах, совпадающее с началом максимально интенсивной вулканической деятельности (~90–84 млн. лет назад) в пределах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса России [3, 12].

Очевидное изменение тектонического режима в Арктике видимо связано с резкой сменой направления движения Тихоокеанских литосферных плит, произошедшей ~95 млн. лет назад [14]. В результате этого в позднем мелу (сеноман-коньяк) активизировался рифтинг в северной части Северной Атлантики и Арктическом бассейне. Основное растяжение происходило между Гренландией и Северной Америкой в заливе Баффина, островах Арктического Канадского архипелага (о. Аксель-Хейберг и Элсмир), центральной части хребта Альфа, западной части котловины Подводников между хр. Ломоносова и отрогом Геофизиков, юго-западной части моря Лаптевых и прилегающей области северной части Верхоянского складчато-

надвигового пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке при поддержке Проекта РНФ №22-27-00440 “Построение моделей тектонической эволюции осадочных бассейнов Арктической зоны России по геохронологическим и геолого-геофизическим данным”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Ершова В.Б., Казакова Г.Г., Ветров Е.В. Термохронология северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 4. С. 49–66.
2. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.
3. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103272.
4. Craddock W.H., Houseknecht D.W. Cretaceous–Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska // Am. Assoc. Pet. Geol. 2016. Bull 100. P. 63–100.
5. Dibner V.D. (ed.) Geology of Franz Jozef Land. Norsk Polarinstitut. 1998. Meddelelser 146. 190 p.
6. Dockman D.M., Pearson D.G., Heaman L.M., Gibson S.A., and Sarkar C. Timing and origin of magmatism in the Sverdrup Basin, Northern Canada—implications for lithospheric evolution in the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // Tectonophysics. 2018. V. 742–743. P. 50–65.
7. Dörr N., Lisker F., Piepjohn K., Spiegel C. Cenozoic development of northern Svalbard based on thermochronological data // Terra Nova. 2019. V. 31(3). P. 306–315.
8. Fitzgerald P.G., Malusà M.G. Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology / M. G. Malusà and P. G. Fitzgerald (eds.). Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_9)
9. Japsen P., Green P. F., Bonow J. M., Bjerager M., Hopper J. R. Episodic burial and exhumation in North-East Greenland before and after opening of the North-East Atlantic. GEUS Bulletin. 2021. V. 45(2). 5299. <https://doi.org/10.34194/geusb.v45.5299>
10. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40 (19). P. 5047–5051.

11. Knudsen C., Hopper J. R., Bierman P. R., Bjerager M., Funck T., Green P. F., Ineson J. R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S.C., Thomsen T.B. Samples from Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of Arctic Ocean // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* / V. Pease, B. Coakley (eds.). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 460. 2018. P. 397–418.
12. Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A., Gottlieb E.S., Grove M., Meisling K., Seward G. Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* / V. Pease, B. Coakley (eds.). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 460. 2018. P. 207–238.
13. Prokoviev A.V., Ershova V. B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A. K., Vasiliev D. A., Sobolev N. N., Petrov E. O. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low temperature thermochronology // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 121. P. 155–184.
14. Torsvik T. H., Steinberger B., Shephard G. E., Doubrovine P. V., Gaina C., Domeier M., et al. (2019). Pacific-Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 3659–3689.
15. Williamson M.C., Kellet D., Miggins D., Koppers A. A., Oakey G. N., Weis D., Jokat W., Massey E. and Carey R. Age and Eruptive Style of Volcanic Rocks Dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // *EGU General Assembly*. 2019. *Geophysical Research Abstracts*. V. 21. EGU2019-6336.
16. Worsley D., Agdestein T., Gjelberg J.G., Kirkemo K., Mørk A., Nilsson I., Olaussen S., Steel R.J. & Stemmerik L. The geological evolution of Bjørnøya, Arctic Norway: implications for the Barents Shelf // *Norwegian Journal of Geology*. 2001. V. 81. P. 195–234.

Apatite fission-track dating (AFT) was carried out for the sandstones of Triassic (Anisian-Norian) age for the Severnaya well, located on the Graham Bell Island of the Franz Josef Land archipelago. The Late Cretaceous age (~90 million years) fixed the beginning of transition from the stage of relative temperature and tectonic stability to the stage of “rapid” exhumation of rocks has been established.

## **Захаров В.Г.**

(Геологический институт Российской Академии наук, г. Москва, e-mail: [zakharov\\_vg@mail.ru](mailto:zakharov_vg@mail.ru))

### **Оппозиция режима ледовитости в морях трассы Севморпути в XX–XXI вв.**

**Zakharov V.G.,**

(Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow)

### **Opposition of the ice cover regime in the seas of Northern Sea Way in the XX–XXI centuries**

Ключевые слова: ледовая оппозиция, сибирские арктические воды (САВ), морские льды, элементарные циркуляционные механизмы (ЭЦМ)

Главной особенностью изменений ледовых условий в Сибирских арктических водах (САВ) и на трассе Северного морского пути является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей. 72% случаев колебаниям ледовитости в Карском море соответствуют противоположные по знаку вариации ее в Восточно-Сибирском. В 28% случаев изменения ледовитости имели в этих морях один и тот же знак. Однозначные изменения ледовитости на всем Северном морском пути крайне редки [1].

#### ***Основные этапы сезонных изменений ледовых условий в морях сибирских арктических вод***

С ноября по май моря САВ покрыты практически сплошным льдом толщиной до 2 м (конец зимы). Около четверти площади морей ( $0.625 \text{ км}^2 \times 10^6$ ) занято припаем. Нигде в Арктике (кроме проливов Канадского Арктического Архипелага) неподвижные льды не развиты так широко, как у сибирского побережья [1].

Местами кромка припая уходит в море на сотни километров, где распространены дрейфующие льды. При отжимных ветрах эти льды отступают от кромки, образуя заприпайные полыньи. В ряде районов зимний ветровой режим создает условия, когда заприпайные полыньи существуют стационарно (например, Новосибирская полынья).

Однолетние льды – распространены на большей части САВ. Многолетние льды – постоянно присутствуют лишь в Восточно-Сибирском море, где занимают в среднем до 20% площади, заметно увеличиваясь в отдельные годы. Признаки разрушения льда у кромки появляются в мае. Процесс очищения заметен со второй половины июня (продолжается около трех месяцев). Новое ледообразование среди остаточных льдов на севере морей начинается во второй половине сентября. Интенсивное распространение на чистую воду – в конце сентября – начале октября. Становление сплошного льда (от Новой Земли до Берингова пролива) завершается к началу ноября [1].

## *Особенности изменений ледовых условий на трассе Северного морского пути*

Наиболее важные особенности в изменении ледовых условий на трассе Севморпути (с начала освоения в 1932 г.) в основном отражает рис. 1. Эти особенности состоят в следующем:

1) ледовитость САВ испытывает значительные изменения от года к году; 2) отчетливо выражена группировка лет по тяжести ледовых условий: периоды повышенной ледовитости сменяются периодами пониженной. Это наиболее выражено в сентябре; 3) ход ледовитости в основном остается неизменным в течение всего летнего сезона; 4) многолетний минимум ледовитости во временном интервале 1932–1991 гг. пришелся на конец 1930 – начало 1940-х гг.; 5) амплитуда колебаний ледовитости в САВ убывает в восточном направлении и к западу от Новой Земли.

Отметим хорошую согласованность хода годовых и сентябрьских изменений площадей льда в САВ (рис. 1).

Главной особенностью изменений ледовых условий в САВ на трассе Севморпути, является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей.

Оппозиция достаточно четко выражена в климатических и межгодовых изменениях льдов. В 72% случаев росту и падению ледовитости в Карском море соответствуют противоположные по знаку изменения ее в Восточно-Сибирском. Лишь в 28% случаев изменения ледовитости от года к году имели в этих морях один и тот же знак. Отчетливая оппозиция в ходе ледовитости между западными и восточными арктическими морями позволяет говорить о том, что периодам ухудшения ледовых условий на западном участке соответствует обратная картина на восточном. Однозначные изменения ледовитости на всем Севморпути крайне редки [1].

Ледовая оппозиция Карского и Восточно-Сибирского морей, как важный арктический фактор, наиболее полно была изучена в 1990-е и 2000-е гг. [1, 3].

Указанные данные согласуются с результатами нашего анализа ежедневной смены элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) для 1941–1945 гг., выбранных из Календаря последовательной смены ЭЦМ Северного полушария [2].

Рассмотрение динамических схем ЭЦМ периодов ледовых проводок по Севморпути позволило выявить оппозицию и в характере циркуляции атмосферы над Карским и Восточно-Сибирским морями (прорывы циклонов, или холодные арктические вторжения).

Ниже приведены несколько примеров рассмотрения атмосферных циркуляционных и ледовых процессов в периоды проведения ледовых операций Военно-морского флота на Севморпути в 1941–1945 гг. [4].

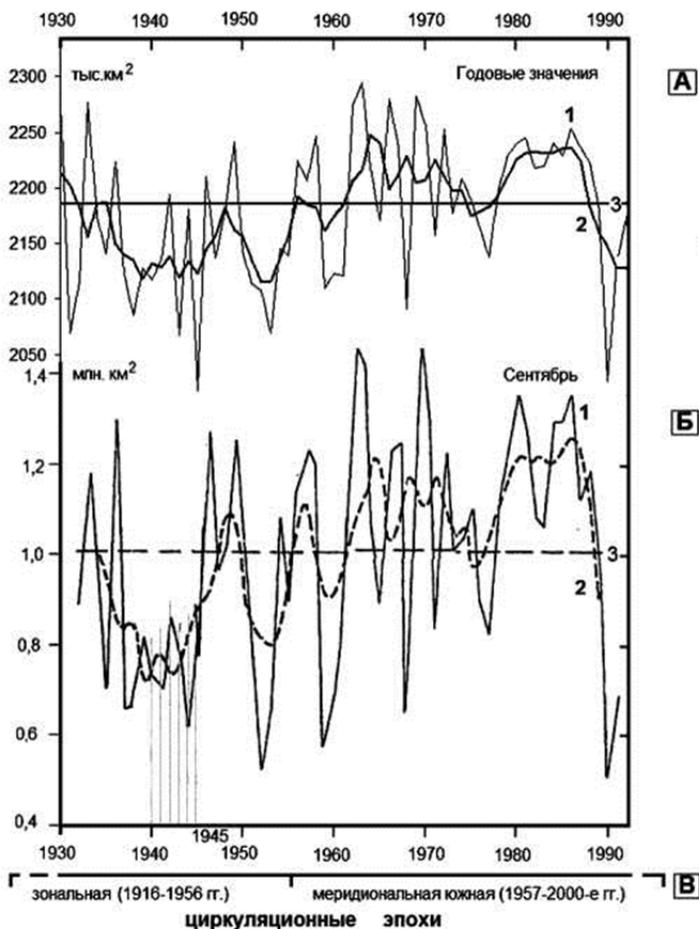


Рисунок 1. Изменения площади льдов на трассе Севморпути в 1932–1994 гг. А – ход годовых значений ледовитости [1]; Б – ход значений для сентября [1]; В – границы циркуляционных эпох [2]. 1 – средние годовые значения ледовитости, 2 – 5-летние скользящие средние, 3 – средние значения

*1. В конце июля 1941 г. в сквозное плавание по трассе Севморпути вышли 5 судов из Архангельска в сопровождении ледокола «Красин». В начале октября караван прибыл в бухту Провидения. Из рассмотренных 79 дней ледовой проводки, обеспеченных динамическими схемами типов ЭЦМ, 60 дней (76%) караван продвигался в нормальных условиях.*

В 64 случаях (80%) из 79 дней на трассе Севморпути наблюдалась оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей.

При анализе ежедневной смены ЭЦМ для 1941–1942 гг. выявлено:

В 78% случаев колебаний (роста и уменьшений) ледовитости в Карском море соответствовали противоположные по знаку изменения ее в Восточно-Сибирском. В 22% случаев ледовая оппозиция в этих морях не наблюдалась.

Подсчеты показали: с учетом суровой зимы 1941–1942 гг. случаи ледовой оппозиции между западными и восточными арктическими морями проявлялись чаще – 78% против 72% по межгодовым значениям [4].



Рисунок 2. Изменение сплоченности льдов сибирского побережья от десятилетия 1946–1955 гг. к десятилетию 1955–1960 гг. в первой декаде сентября, баллы [1].

2. *Зима 1941–1942 гг.* характеризовалась тяжелыми льдами в морях Белом, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском.

При анализе ежедневной смены ЭЦМ для 1941–1942 гг. было выявлено: в течение года ледовая оппозиция между Карским и Восточно-Сибирским морями проявлялась в 78% случаев.

Число случаев ледовой оппозиции между западными и восточными арктическими морями (с ноября 1941 по апрель 1942 г.) составило 75%. В 25% случаев ледовая оппозиция на западе и востоке Севморпути не проявлялась.

*В июне 1942 г.* командованием ВМФ была проведена переброска Севморпутем четырех боевых кораблей с Дальнего Востока на Северный флот (экспедиция особого назначения ЭОН-18).

За 92 дня перехода число случаев ледовой оппозиции между западными и восточными арктическими морями составило 71% (65 дней). В 29% случаев ледовая оппозиция на западе и востоке Севморпути не проявлялась.

#### **Заключение**

Рассмотрение глобальных атмосферных и ледовых условий в годы указанных экспедиций проводилось на основе Классификаций элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) Северного полушария [2] и полей дрейфа льдов в Арктическом бассейне [5]. В результате анализа

приведенных классификаций и сведений о гидрометеорологических условиях на трассе Севморпути 1941–1945 гг. были определены типы ЭЦМ, действующие в периоды основных ледовых операций флота.

Выделены группы ЭЦМ, при действии которых удавалось осуществление сквозных плаваний судов по всей трассе Севморпути. Были также выявлены ЭЦМ, действующие при длительных плаваниях судов в тяжелых льдах. В этих условиях ледовые проводки судов неоднократно прерывались вынужденными зимовками в промежуточных портах Севморпути. Чаще всего это обуславливалось проявлением оппозиции в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей (до 71–80% случаев в ходе рассмотренных ледовых операций).

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0076 "Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами»".

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. - СПб: Гидрометиздат. 1996. 213 с.
2. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М., 2009. 372 с.
3. Захаров В.Ф. Изменение состояния морских арктических льдов // Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб., 2004. С. 112–135.
4. Захаров В.Г. Особенности командования действиями флота на трассе Севморпути в период Великой Отечественной войны (на основе анализа данных гидрометеорологической информации) // Государственные и общественные организации в управлении Арктикой: прошлое, настоящее, будущее / Полярные чтения на ледоколе «Красин», 2019. М.: Паулсен, 2020. С. 405–417.
5. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Поля дрейфа льда в Арктическом бассейне при типовых барических ситуациях. Справочное пособие. СПб., 2008. 35 с.

The main feature of changes in ice conditions in the Siberian Arctic waters (SAW) and, on the route of the Northern Sea Way, is opposition in the course of the ice coverage of the Kara and East Siberian Seas. In 72% of cases, fluctuations in ice coverage in the Kara Sea correspond to its opposite in sign variations in the East Siberian Sea. In 28% of cases, changes in ice cover in these seas had the same sign. Unambiguous changes in ice cover along the entire Northern Sea Way are extremely rare [1].

**Иванов М.В., Аксентов К.И., Алаторцев А.В.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток,  
e-mai: kirov-max@mail.ru)

## **Распределение ртути в донных осадках в восточном секторе Арктики**

**Ivanov M.V., Aksentov K.I., Alatorstev A.V.**

(V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok)

## **Distribution of mercury in bottom sediments in the eastern sector of the Arctic**

Ключевые слова: Ртуть, донные осадках, геоэкология, Арктика, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых

Изучено содержание ртути в донных осадках Восточно-Сибирского, Лаптевых, Чукотского морей и примыкающей части Северного Ледовитого океана. Установлена зависимость содержаний ее от гранулометрического состава осадков и редокс-условий придонных вод, что в общем виде проявляется как батиметрическая зональность распределения.

Быстрые климатические изменения наиболее чутко проявляются в арктическом регионе. Наблюдаемое изменение климата создает перспективы для освоения территорий высоких широт и интенсификации эксплуатации Северного Морского пути, что неизбежно приведет к поступлению загрязняющих веществ в прибрежные акватории и накоплению их в донных осадках. Наиболее информативной частью водных систем с позицией оценки степени их устойчивого загрязнения являются донные осадки, несомненно связанные со всеми другими компонентами и способные аккумулировать вклады различных источников. Типичные содержания ртути в донных осадках на 3–4 порядка выше, чем в воде. Это снимает многие аналитические трудности и делает, как правило, оценку картины загрязнения бассейна по донным осадкам существенно более надежной, чем по воде.

Чукотское море, Восточно-Сибирское, море Лаптевых и прилегающая часть Северного Ледовитого океана отличаются от других арктических бассейнов тем что, находятся в большой удаленности от районов с развитой промышленностью и в бассейнах рек, впадающих в этой регион отсутствуют промышленные объекты. Районы исследования расположены вне зоны влияния трансграничного переноса ртути от техногенных источников в странах Юго-Восточной Азии, что делает его весьма благоприятным для изучения природного поступления ртути в донные осадки.

В работе использованы пробы донных осадков, отобранные в экспедициях на НИС «Профессор Хромов» в 2002, 2004, 2009 гг., ГИСУ

«Север» в 2006 г., МБ «Шуя» в 2006 г., НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2008 г., 2016–2018 г.г. Пробы отбирались дночерпателями, бокс-корером, гравитационными и гидростатическими трубками различной длины.

Для определения ртути, использовался анализатор ртути РА-915М+ с пиролитической приставкой ПИРО-915+. Нижний предел обнаружения – 0,5 нг/г. Погрешность анализа составляла 2–3%. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1,2,3, HISS-1, MESS-4, PACS-3, BCR-277R. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Льюмэкс, г. Санкт-Петербург). Статистические параметры распределения были определены с помощью программы GeoStat.

В результате обработки данных было установлено, что содержание ртути изменяется с батиметрическим уровнем (рис. 1). Район исследований характеризуется выборкой 374 проб поверхностных донных осадков (0–5 см), которые подразделяются на 2 группы: 1) до глубин 100 м (n=242) и 2) в интервале глубин 100–2600 м (n=132). Содержания ртути для данного района варьирует от 3 до 92 нг/г. При среднем и медианном содержании 31 и 29 нг/г соответственно. За фоновое содержание принято значение медианы, что хорошо согласуется с ранее определенным фоном, который составляет 28 нг/г для донных осадков Чукотского моря и прилегающей части Северного Ледовитого океана [1–3].

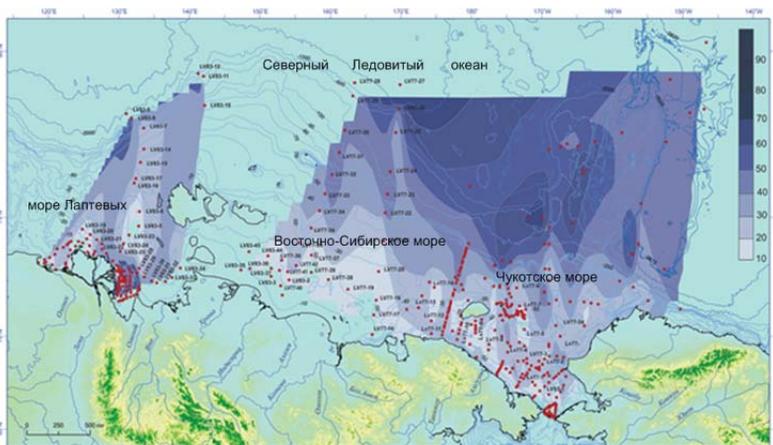


Рисунок 1. Содержания ртути (нг/г) в поверхностных донных осадках Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей часть Северного Ледовитого океана. Точками показаны станции отбора. Изолиниями рельеф дна (м).

Основным фактором, определяющим изменчивость содержания ртути в донных осадках, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Превышение над фоном в 3-6 раза характерно для глубоководной

части (глубина около 2600 м) района (рис. 1), где распространены окисленные осадки [4]. В мелководной части (0–100 м) море Лаптевых Чукотского и Восточно-Сибирского морей, где распространены восстановленные осадки различного состава, содержания ртути значительно меньше, однако также прослеживается влияние р. Лены. Необходимо учитывать, что поступление терригенного органического вещества в море определяется продуктами термической и волновой абразии материала берегового ледового комплекса. В пробах поверхностных донных осадках, отобранных в устье р. Лены в 2008–2009 гг., были получены аналогичные содержания ртути [1]. Так же повышенные содержания на станции LV77-32 в центральной части Восточно-Сибирского моря связаны с наличием на дне скопления железо-марганцевых конкреций.

Подобная картина распределения ртути в поверхностных донных осадках характерна для других районов Арктики с природными источниками ее поступления (табл. 1). В центральной части Северного Ледовитого океана, где распространены окисленные осадки [4] содержания ее составляют 80–100 нг/г, в поверхностных осадках прибрежной части моря Бофорта составляют – 20–100 нг/г, прибрежной части Восточно-Сибирского и моря Лаптевых – 20–40 нг/г, в районе устья крупных рек около 60–80 нг/г [5, 6].

Таблица 1. Содержания ртути (ppb) в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	К-во проб	Hg, ср.	Фон	Пределы вариаций фона	Аномально высокие содержания	Источник
Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана	263	36	26	7–92	146	[7]
Котловина Дерюгина Охотского моря	51	61	29	6–197	371	[7]
Амурский залив Японского моря	119	50	13	12–198	550	[8]
Восточно-Сибирское, Лаптевых морей	35	27	28	3–50	–	[8]
Карское море	–	28	–	–	–	[9]
Море Бофорта	–	–	–	17–74	–	[9]

Изучаемые колонки донных осадков сложены в основном алеврито-

пелитовыми частицами, доля песка увеличивается в отложениях, распространенных на внутреннем шельфе в зонах влияния крупных рек (Лена, Индигирка, Колыма). Окисленный слой (от коричневого до светло-коричневого) залегает в поверхностных горизонтах мощностью от первых сантиметров на внутреннем шельфе и до 30–50 см на внешнем шельфе и склоне. Доля биогенных компонентов (диатомовые, радиолярии, спикулы губок) возрастает в донных осадках Чукотского моря. Современные скорости осадконакопления на внутреннем шельфе составляют 0.15–0.20 см/год, на внешнем шельфе и глубоководных частях уменьшаются до 0.02–0.05 см/год [8]. Содержания ртути в колонке LV77-27, отобранной в глубоководном районе (глубина 2500 м) Северного Ледовитого океана составляют от 2 до 174 нг/г (рис. 2). В колонках LV77-36 (Восточно-Сибирское море), LV83-16 (море Лаптевых), LV83-32 (море Лаптевых) и LV77-3 (Чукотское море) расположенных на шельфе (рис. 2), содержания ртути значительно меньше, около 25 нг/г (рис. 2).

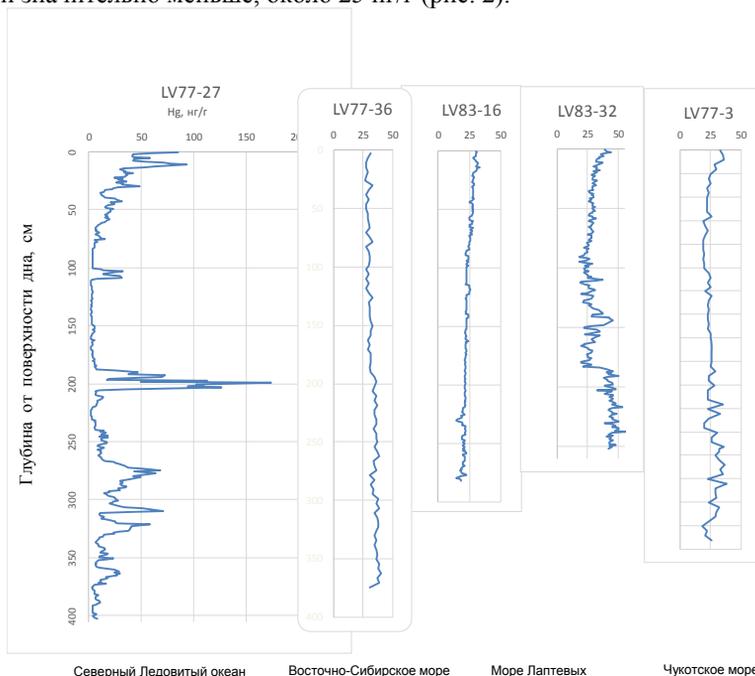


Рисунок 2. Содержание ртути (ppb) в некоторых колонках донных осадков.

Результаты исследований показали, что основным фактором, определяющим изменчивость содержаний ртути в поверхностных донных осадках и кернах исследуемого района, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Так же, как и для других морей Арктики

содержания ртути зависит от гранулометрического состава донных осадков

Антропогенное загрязнение осадков ртутью нами не отмечено, но нельзя исключать, что какая-то ее часть, поступающая с речными водами р. Лены и накапливающая в мелководной части моря Лаптевых, может иметь антропогенное происхождение.

Авторы благодарят главного научного сотрудника ТОИ ДВО РАН д.г.-м.н. Астахова А.С. за помощь в выполнении экспедиционных и аналитических работ.

Исследования выполнены за счет средств госбюджетной темы № 121021700342-9.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов М.В. Ртуть в поверхностных донных осадках моря Лаптевых // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 95–96.
2. Trefry J.H. et al. Trace metals and organic carbon in sediments of the northeastern Chukchi Sea // Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr. 2014. V. 102. P. 18–31.
3. Wang J. et al. Ecological Risk Assessment of Trace Metal in Pacific Sector of Arctic Ocean and Bering Strait Surface Sediments // Int. J. Environ. Res. Public Health. 2022. V. 19. № 8. P. 4454.
4. Астахов А.С. Босин А.А., Колесник и др. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
5. Экологический атлас Арктики. 2000. <http://www.arctic.noaa.gov/aro/atlas/>
6. West G. et al. Late Holocene Paleomagnetic Secular Variation in the Chukchi Sea, Arctic Ocean // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2022. V. 23. № 5. P. e2021GC010187.
7. Иванов М.В. Ртуть в донных осадках окраинных морей северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 63–74.
8. Астахов А.С. и др. Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490.
9. Fedorov Y.A., Ovsepyan A.E., Zimovets A.A. et al. Mercury Distribution in Bottom Sediments of the White Sea and the Rivers of Its Basin // Sedimentation Processes in the White Sea. 2018. P. 207–240.

The mercury content in the bottom sediments of the East Siberian, Laptev, Chukchi seas and the adjacent part of the Arctic Ocean was studied. The dependence of its contents on the granulometric composition of sediments and redox conditions of bottom waters is established, which generally manifests itself as the bathymetric zonality of the distribution.

**Исаев В.С.<sup>1</sup>, Котов П.И.<sup>2</sup>, Шевчук Я.О.<sup>3</sup>, Киока А.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>ГАУ ЯНАО «Научный Центр Изучения Арктики», г. Салехард, e-mail: [vsisaev@yanao.ru](mailto:vsisaev@yanao.ru); <sup>2</sup>ЗГУ имени Н.М. Федоровского, г. Норильск; <sup>3</sup>МГУ имени М.В.Ломоносова, <sup>4</sup>Университет Кюсю, г. Фукуока)

## **Количественная оценка отступления берега с использованием наземного лазерного сканирования (на примере Уральского берега Байдарацкой губы)**

**Isaev V.S.<sup>1</sup>, Kotov P.I.<sup>2</sup>, Shevchuk YA.O.<sup>3</sup>, Kioka A.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Arctic research center of the Yamal-Nenets autonomous district, Salekhard; <sup>2</sup>Fedorovskiy Polar State University, Norilsk; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow state university, <sup>4</sup>Kyushu University, Fukuoka)

## **Quantifying coast retreat using terrestrial laser scanning: a case study from Ural coast of Baydaratskaya Bay**

Ключевые слова: Арктика, отступление берега, наземное лазерное сканирование, Байдарацкая губа

Наземное лазерное сканирование высокого разрешения предоставляет уникальную возможность контролировать кратковременные процессы отступления берегов и эрозии прибрежных отложений в системах арктических береговых зон. В ходе данного исследования количественно оценена картина эрозии и переотложений осадков на уральском побережье Байдарацкой губы. В сентябре 2019, 2021 и 2022 гг. были проведены три исследования наземной лазерной сканирующей системой для создания цифровых моделей рельефа (ЦМР) различного разрешения. Объемы эрозии и отложений оценивались путем разграничения ЦМР двух дат с учетом их пространственно распространяющихся ошибок, связанных с топографией побережья. Отступление низкого берега составило до 2.8 м за 3 года, у высокого берега в среднем 1.2 м, а в термоцирках и местах разгрузки водотоков также до 2.8 м.

Современный этап развития криолитозоны характеризуется стрессовыми техногенными и природными воздействиями на природную среду и активизацией собственно природных процессов, которые часто относятся к группе опасных, то есть могут оказать негативное воздействие на состояние хозяйственных объектов, окружающую среду, а также на жизнедеятельность человека. Актуальность этих исследований постоянно растет, особенно в связи с реализацией крупномасштабных проектов добычи и транспортировки природного газа в криолитозоне[1, 2]. На Крайнем Севере и на Арктическом побережье России повсеместно распространены толщи мерзлых пород, строение, состав и льдистость которых определяют их большую чувствительность к изменениям условий теплообмена. Реакция на естественную динамику климата и изменения ландшафтной обстановки носит циклический характер и проявляется в длительные периоды времени. Комплексное изучение природных

изменений позволит провести наблюдение за динамикой верхних горизонтов криолитозоны и оценить степень изменения ландшафта и рельефа криогенными процессами [3].

Особенности динамики изменения береговой зоны напрямую зависят от динамики процессов, происходящих в пределах берегового уступа, пляжа и подводного берегового склона. Характер и интенсивность эрозионных процессов зависят от природных условий среды, в которых они развиваются, а также от природных явлений, влияющих на них. К природным условиям, в которых протекают эрозионные процессы, относят состав и свойства пород исследуемого участка.

### **Район исследований**

Объектом исследования был выбран участок береговой зоны Байдарацкой губы Карского моря [3]. Байдарацкая губа активно изучается с начала 80-х годов с началом освоения Бованенковского месторождения на полуострове Ямал. Преподаватели и студенты Геологического факультета Московского государственного университета принимают участие в исследовании этого района с начала 2000-х годов (рис. 1).

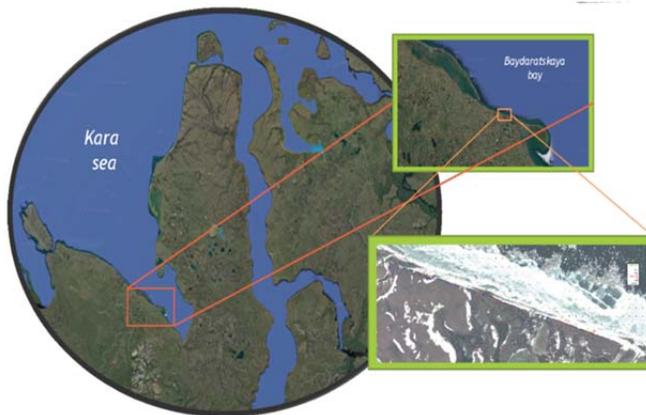


Рисунок 1. Расположение района исследований

На ключевом участке рассматриваются два типа берега. Первый - высокий береговой участок, сложенный песчаными отложениями с абсолютными отметками более 10–14 м, а второй береговой участок - низкий (абсолютные отметки менее 6–8 м) и сложен суглинистыми грунтами. Данные участки были выбраны с целью сравнения влияния процессов и явлений на береговые уступы разного сложения берегов для оценки наиболее характерных для данного района участков береговой зоны.

### **Методика**

Исследования проводились в сентябре 2019, 2021, 2022 гг., чтобы

проверить возможность использования наземного лазерного сканирования для мониторинга динамики берегового уступа и пляжных отложений на ключевом участке. В сентябре наблюдается максимальное оттаивание, поэтому был выбран этот период.

Положение берегового уступа также определялось в результате замеров положения бровки по данным системы дифференциальной коррекции глобальных навигационных спутниковых систем (DGPS). Производилась установка базовой станции, сбор навигационной информации и корректировка координат по реперам. Вместе с базовой станцией был установлен модем-передатчик, который передавал поправки в формате CMR+ на мобильный спутниковый приемник [4]. В итоге происходила двойная привязка через связь со спутником и базовой станцией, что повышало точность измерений до 0.2 м. Наземное лазерное сканирование позволило получать большее количество данных и значительно уменьшить погрешности.

Для лазерного сканирования береговой зоны мы использовали наземный прибор лазерного сканирования RIEGL с длиной волны 1550 нм, который имеет угол обзора 360° по горизонтали и 307° по вертикали, размер лазерного пятна 2.25 мм (расходимость луча 0.19 мрад). Он может захватывать объекты в радиусе 330 м с частотой 976 000 точек в секунду. TLS был установлен с точностью ±2 см на расстоянии 20 м и работал на постоянной высоте 1.65 м от верхней части сканера на штативе до земли. Каждое сканирование занимает примерно 8 минут, чтобы собрать облако точек и цифровые фотографии. Он захватывает около 24–33 млн. точек за одно измерение.

Проводились несколько сканирований из разных мест, чтобы предотвратить возможные перекрытия лазерных точек из отдельных мест пересеченной местностью [5]. Система глобального позиционирования Trimble GeoXH (GPS, Trimble, Inc.) использовалась для измерения местоположения четырех сферических целей и местоположения каждого сканирования.

Облака точек двух съемок не были выровнены должным образом из-за относительно большой неопределенности координат GPS, которые использовались для определения системы координат облаков точек. Мы использовали программное обеспечение с открытым исходным кодом CloudCompare (<https://danielgm.net/cc/>), чтобы улучшить регистрацию этих двух облаков точек. Мы вручную выбрали набор связующих точек из каждого облака точек, которые представляют собой фиксированные объекты в области.

Для каждой съемки точки земной поверхности были отделены от точек, представляющих растительность или другие шумы, для создания ЦМР земной поверхности с помощью Quick Terrain Modeler.

## **Результаты**

Для оценки размыва отложений берега были построены триангуляционные поверхности рельефа на конец теплого периода 2019 и 2022 гг. С учетом того, что за зимний период практически не происходит размыва пород в пределах надводной части берега ввиду отсутствия воздействия на береговой уступ со стороны моря, рельеф на конец теплого периода 2019 г. эквивалентен рельефу на начало теплого периода 2020 г., за счет чего можно вычислить размыв за теплый период объем пород на профиле.

По построенным цифровым моделям рельефа в ПК ArcMap было построено 37 профилей для высокого берега и 9 профилей для низкого берега.

При создании профили отчерчивались через равные расстояния: 10 м для высокого берега и 50 м для низкого берега. Протяженность профилей для первого берега составило 57.5 м, для второго – 60 м. Для каждого профиля в ПК AutoCad методом заливки области расхождения профилей на начало и конец 2019 г. определялся потерянный объем на профиле (рис. 2).

Среди особенностей переформирования высокого берега выделяется образование волноприбойных ниш, которое является неотъемлемой частью процесса обрушения данного типа берега.

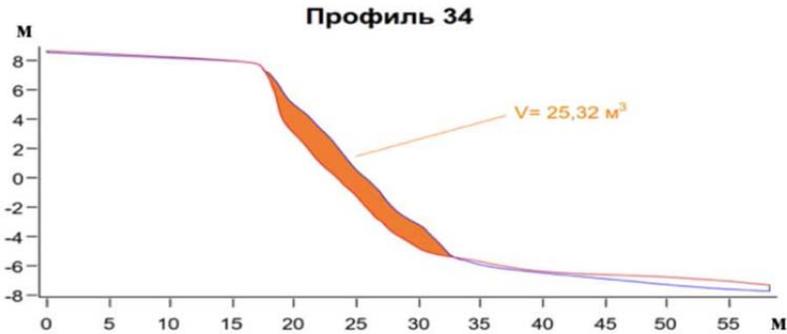


Рисунок 2. Результаты определения объема переработки по профилю 34

По результатам примененных методов были оценены особенности отступления двух типов берега: высокого песчаного и низкого глинистого. Было выявлено, что скорость отступления низкого берега выше в сравнении с высоким. Отступление низкого берега достигало примерно 2.8 м за 3 года, у высокого в среднем 1.2 м, а в термоцирках и местах разгрузки водотоков также достигало 2.8 м. При этом оба типа берега характеризуются примерно одинаковыми средними потерями на профиль порядка  $25.4 \text{ м}^3$  на погонный метр берега и относятся к сильноразмываемым по классификации Качугина. Для берегов характерны различные механизмы потери устойчивости

берегового уступа: высокий песчаный берег разрушается благодаря термоэрозии с образованием волноприбойной ниши и последующим оползанием/обрушением приповерхностной части склона, в то время как низкий берег оползает при волновом размыве подножия берегового уступа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ЯОПН в рамках научного проекта № 21-55-50012

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Landrum L., Holland M.M. Extremes become routine in an emerging new Arctic // *Nat. Clim. Chang.* 2020. № 10. P. 1108–1115
2. Огородов С.А., Шабанова Н.Н., Кессель А.С., Баранская А.В., and Разумов С.О. Изменение гидрометеорологического потенциала термоабразии берегов морей Российской Арктики // *Вестник Московского университета. Серия 5. География.* 2022. № 1. С. 26–42.
3. Isaev V., Kioka A., Kotov P., Sergeev D.O., Uvarova A., Koshurnikov A., Komarov O. Multi-Parameter Protocol for Geocryological Test Site: A Case Study Applied for the European North of Russia // *Energies.* 2022. № 15. 2076. <https://doi.org/10.3390/en15062076>
4. Исаев В.С., Киока А., Котов П.И. Шевчук Я.О., Уварова А.В. Мониторинг отступания берега инструментальными методами в районе уральского берега Байдарацкой губы // *Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике.* Салехард, 03–12 ноября 2021 г. С. 169–172. DOI 10.7868/9785604610848044.
5. Carr S., Douglas B., Crosby C. *Terrestrial laser scanning (TLS) field camp manual.* Boulder, CO: UNAVCO, 2013. P. 5–7.

High-resolution terrestrial laser scanning (TLS) provides a unique opportunity to monitor short-term coast retreat and deposition processes in Arctic coast systems. This study quantified the pattern of erosion and deposition in Ural coast of Baydaratskaya Bay. Three TLS surveys were conducted on September 2019, 2021, 2022 to generate digital elevation models (DEMs) of different resolutions. The volumes of erosion and deposition were estimated by differencing the DEMs of two dates with consideration of the spatially propagated errors associated with TLS-measured coast topography. The retreat of the low clay/sandy clay coast was approximately 2.8 m over 3 years. In the high sandy coast there is an average retreat rate of 1.2 m, and in thermal circuses and areas of watercourses it is also up to 2.8 m.

**Ким Д.В., Аксентов К.И., Саттарова В.В., Астахов А.С.,  
Иванов М.В., Алаторцев А.В.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: [kim.dv@poi.dvo.ru](mailto:kim.dv@poi.dvo.ru))

**Ртуть в датированных ядрах донных осадков восточной Арктики**

**Kim D.V., Aksentov K.I., Sattarova V.V., Astakhov A.S.,  
Ivanov M.V., Alatorsev A.V.**

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia)

**Mercury in dated sediment cores of the eastern Arctic**

Ключевые слова: ртуть, Арктика, скорости осадконакопления, геохимический фон, донные осадки

Определены концентрации ртути в датированных ядрах донных отложений восточной Арктики. Датировка выполнена на основе свинца-210. Наблюдается повсеместное увеличение ртути в современных период, что может быть связано с глобальным потеплением и антропогенным воздействием через трансграничный перенос воздушных масс. Также уровень концентраций ртути в изучаемой толще донных отложений зависит от литолого-фациальных условий осадконакопления.

Изменение климатических условий вследствие глобального потепления наиболее явно отражается в арктическом регионе. Именно поэтому в последнее время увеличиваются исследования, посвященные биогеохимическим циклам ртути в Арктике. Ртуть является нейротоксичным загрязнителем, распространяющимся по всему миру через атмосферный перенос, океанские течения и реки. Антропогенные выбросы ртути в Арктике незначительны, поэтому основные источники поступления ее в экосистемы арктического региона связаны с глобальными выбросами. Для арктических экосистем существует опасность увеличения метилртути в морской воде в результате гумификации, таяния вечной мерзлоты и сокращения ледяного покрова [1]. При таянии вечной мерзлоты, возможно дополнительное поступление ртути в арктические морские экосистемы. Гумификация и таяние вечной мерзлоты приводят к увеличению содержания самой токсичной и биодоступной формы ртути в морской воде – метильной. Количество метильной формы зависит от общего количества ртути. В отсутствие прямых наблюдений оценку динамики поступления ртути возможно провести лишь по донным отложениям.

Донные отложения были отобраны в морях восточной Арктики на борту научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» в рейсах LV77, LV83, LV95 в 2016, 2018 и 2021 гг. соответственно (рис. 1), с использованием многотрубчатого пробоотборника (мульти-корера). Впоследствии образцы были заморожены на борту при температуре 20°C

ниже нуля для дальнейшей обработки. В лаборатории образцы осадка подвергали свободной сушке в лиофилизационной машине Martin Christ Alpha при температуре ниже 55°C. После этого, сухие образцы измельчали в вибрационной размольнице Pulverisette 0 Fritsch с помощью агатовой ступки и мелющего шара. Определение концентраций ртути и термосканирование проводили с помощью атомно-абсорбционного спектрометра RA915M с пиролитической приставкой ПИРО Люмекс. Общее содержание органического углерода (TOC) определяли с помощью спектрометра Shimadzu TOC-L с приставкой SSM-5000A для анализа твердых образцов в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Для проверки качества аналитических данных использовались международные стандарты HISS-1, MESS-4, PACS-3 и BCR-277R. Гранулометрический состав определялся на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 NanoTec Fritsch с предварительной диспергацией ультразвуком. Измерения активности  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  осуществляли с помощью полупроводниковой низкофоновой гамма-спектрометрии на коаксиальном Ge-детекторе с низкофоновым кристалом EGPC192-P21, на спектрометре с процессором FP-6300B (EURISYS MESURES) в ИГМ СО РАН [2]. Для получения неравностенного  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ) значения активности  $^{226}\text{Ra}$  вычитали из значений активности  $^{210}\text{Pb}$  [2]. Расчет скоростей осадконакопления проводился по модели постоянной начальной концентрации (CIC) [3].

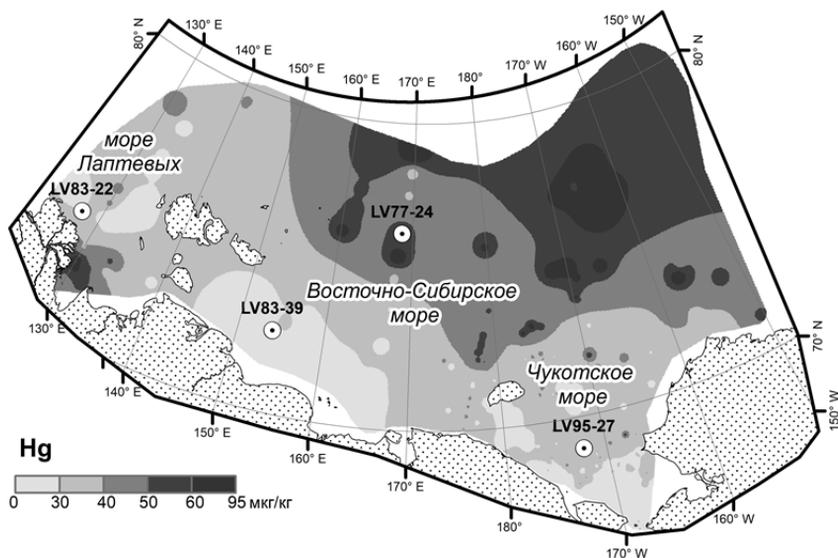


Рисунок 1. Схема отбора кернов

Изучаемые керны донных отложений сложены в основном алеврито-пелитовыми частицами, доля песка увеличивается в отложениях, распространенных на внутреннем шельфе в зонах влияния крупных рек (Лена, Индигирка, Колыма). Окисленный слой (от коричневого до светло-коричневого) залегает в поверхностных горизонтах мощностью от первых сантиметров на внутреннем шельфе и до 30–50 см на внешнем шельфе и склоне. Доля биогенных компонентов (диатомовые, радиолярии, спикулы губок) возрастает в донных отложениях Чукотского моря.

В распределении ртути наблюдается тренд увеличения ее концентраций в донных отложениях от внутреннего (глубина менее 50 м) шельфа к склону. Концентрации ртути в донных отложениях внутреннего шельфа изучаемых морей находится на уровне 20–32 мкг/кг. Исключение составляют донные отложения внутреннего шельфа юго-восточной части моря Лаптевых (рис. 1), концентрации ртути в которых составляют 38–39 мкг/кг. Здесь обнаружены железо-марганцевые образования, что говорит о специфических геохимических условиях, в которых ртуть может дополнительно сорбироваться гидроокислами железа и марганца. Донные отложения внешнего шельфа (от 50 до 200 м) характеризуются повышенным уровнем ртути с концентрациями 40–56 мкг/кг. Глубоководные отложения опробованы на слонах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, где концентрации ртути составили 32–34 мкг/кг и 41–50 мкг/кг, соответственно. Экстремумы концентраций (до 95 мкг/кг) наблюдаются в глубоководных отложениях Чукотского плато и Канадской котловины. В целом, распределение ртути в поверхностном слое донных отложений соответствует основным закономерностям геохимии приконтинентального седиментогенеза.

Современные скорости осадконакопления на внутреннем шельфе составляют 0.15–0.20 см/год, на внешнем шельфе и глубоководных частях уменьшаются до 0.02–0.05 см/год. Распределение ртути в толще донных осадков имеет тренд на увеличение ее концентраций к поверхности дна. При сопоставлении со скоростями осадконакопления наблюдается рост накопления ртути в последние годы. При этом уровень концентраций ртути различен и зависит от литолого-фациальных условий седиментации и геоэкологической ситуации, что ранее уже отмечалось [4]. Повсеместное увеличение накопления ртути в современный период, вероятно, связано с климатическими изменениями и антропогенным воздействием. Таяние вечной мерзлоты и сокращение ледового щита приводит с одной стороны к дополнительному поступлению ртути с речным стоком и плоскостным смывом эродированных пород и почв, с другой стороны освобождаются пространства для атмосферного осаждения на поверхность арктических морей. Под действием трансграничного переноса, обогащенные ртутью воздушные массы поступают из промышленно развитых районов восточной Азии в Арктику. В дальнейшем ртуть осаждается на поверхность моря и

льда и, в конечном итоге, захоранивается в донных отложениях.

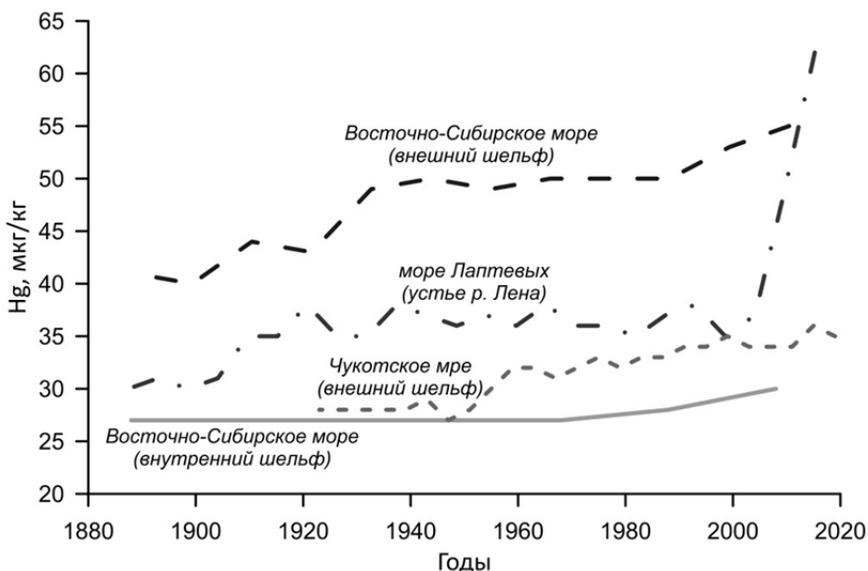


Рисунок 2. Распределение ртути в датированных ядрах по годам

Проведенные исследования показали рост накопления ртути в донных отложениях современного (индустриального) периода. Уровень фоновых концентраций и поверхностного слоя зависит от литолого-фациальных условий осадконакопления. При этом для внутреннего шельфа, на который предполагается большее антропогенное влияние в будущем, фоновые концентрации ртути имеет малую изменчивость и находятся на уровне 20–30 мкг/кг.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00469, <https://rscf.ru/project/22-27-00469/>

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Krabbenhoft D.P., Sunderland E.M. Global change and mercury // *Science*. 2013. V. 341. № 6153. P. 1457–1458.
2. Melgunov M.S. et al. Fallout traces of the Fukushima NPP accident in southern West Siberia (Novosibirsk, Russia) // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2012. V. 19. № 4. P. 1323–1325.
3. Krishnaswamy S. и et al. Geochronology of lake sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 11. № 1–5. P. 407–414.
4. Аксентов К.И., Саттарова В.В., Астахов А.С. и др. Геохимический фон

ртути в донных отложениях Восточной Арктики. Доклады Академии Наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 93–97.

Mercury concentrations in dated sediment cores of the eastern Arctic were determined. Dating is based on lead-210. There has been a widespread increase in mercury in modern times, which may be associated with global darkening and anthropogenic impact through transboundary air mass transfer. Also, the level of mercury concentrations in the studied layer of bottom sediments depends on the lithological and facies conditions of sedimentation.

**Коссова С.А., Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н.**

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: sonch\_1@rambler.ru)

**Оценка изотопных параметров ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) речного стока в условиях многокомпонентного опреснения на примере рек Обь и Енисей**

**Kossova S.A., Dubinina E.O., Chizhova Yu.N.**

(Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences IGEM RAS, Moscow, e-mail: sonch\_1@rambler.ru)

**Estimation of river runoff isotopic parameters ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) under conditions of multicomponent freshening using the example of the Ob and Yenisei rivers**

Ключевые слова: изотопы кислорода, речной сток, Карское море, пресный компонент

Проведена оценка изотопных параметров вод Оби и Енисея, которые характеризуют усредненный речной сток в Карское море. Полученные значения  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  могут быть эффективно использованы при построении моделей опреснения вод Карского моря.

Понимание процессов опреснения Арктических морских вод необходимо для изучения циркуляции вод, переноса взвешенных и растворенных веществ, распространения поллютантов и отложения терригенного материала в зоне континентального шельфа [1–3]. Карское море является сильно опресненным морским бассейном, в который реки Обь и Енисей поставляют четверть всего пресноводного стока в Арктику [4]. На сегодняшний день известно, что изотопные параметры речного стока Оби и Енисея существенно различаются, но соответствующие данные малочисленны и те, что имеются (в основном,  $\delta^{18}O$ ) показывают существенный разброс [5–9]. Нами проведен анализ подходов к оценке усредненных величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , характеризующих воды Оби и Енисея.

Материал для исследований получен во время 66-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016 г.), образцы опресненных морских вод были отобраны вдоль двух меридиональных разрезов, протянувшихся от речных эстуариев к центру Карского моря. Изотопный анализ кислорода выполнен методом CF-IRMS на масс-спектрометре DELTA V+. Изотопный анализ водорода выполнен методом DI IRMS на масс-спектрометре DELTAplus. Точность определяемых величин  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  составила 0.05 и  $\pm 0.3\%$  соответственно. Калибровка полученных данных выполнена в международной шкале «VSMOW-VSLAP».

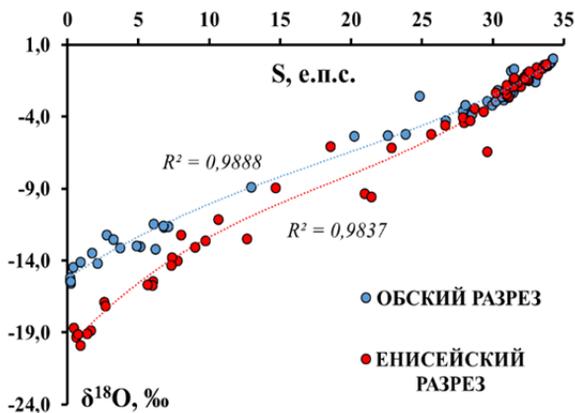


Рисунок 1. Диаграмма  $\delta^{18}\text{O}$ -S для вод Обского и Енисейского заливов.

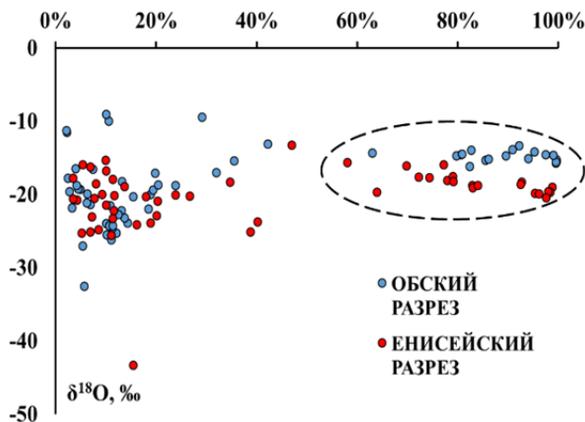


Рисунок 2. Зависимость величин  $\delta^{18}\text{O}$  пресного компонента от его содержания в водах Обского и Енисейского разрезов.

Опреснение центральной части Карского моря представляет собой процесс смешения морских вод Баренцевоморского происхождения с речного стоком [8], который может быть описан линейной зависимостью в координатах «изотопный состав-соленость» [5, 6]. Однако, полученные данные в координатах  $\delta^{18}\text{O}$ -S значительно лучше соответствуют полиному третьей степени (рис. 1). Такое распределение точек на  $\delta^{18}\text{O}$ -S диаграмме говорит о присутствии в исследованных образцах дополнительных пресных вод (атмосферных осадков, талого льда), входящих в состав пресного компонента Карскоморских вод. Следовательно, оценки изотопных

параметров вод Оби и Енисея, выполненные методом простой линейной экстраполяции на  $S=0$ , не будут отражать реальных изотопных параметров речных вод. Мы сравнили различные подходы к оценке изотопных параметров речного стока в Карское море, результаты которого суммированы в таблице 1. Показано, что наиболее эффективным критерием отбора образцов для дальнейшей экстраполяции на  $S=0$  является проверка на наличие зависимости вычисленных значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в пресном компоненте от его содержания в образце (область, обведенная пунктиром на рис. 2). Экстраполяция данных на нулевую соленость только для данной группы образцов максимально отражает изотопные характеристики реального речного стока Оби и Енисея исключая вклад дополнительных источников опреснения.

Таблица 1. Изотопные параметры речного стока в Карское море

Способ расчета	ОБЬ		ЕНИСЕЙ	
	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰
Линейная экстраполяция на $S=0$	-14.8	-111.5	-18.6	-140.5
Экстраполяция полиномом 3-ей степени на $S=0$	-15.2	-114.0	-20.1	-151.3
Математическое исключение слабо опресненных вод	-15.0	-112.6	-19.7	-148.8
Географическое исключение слабо опресненных вод	-15.3	-114.7	-19.5	-146.9
Среднее значение	-15.0	-112.7	-19.5	-146.9

Полученные оценки величин  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  для речных вод Оби и Енисея характеризуют усредненный речной сток и могут быть эффективно использованы при построении моделей опреснения вод Карского моря. В качестве примера мы выполнили расчеты для процесса смешения вод Оби и Енисея при формировании общего Обско-Енисейского речного плюма, распространяющегося в северном и северо-восточном направлении по поверхности Карского моря [10–12].

Используя точно установленные изотопные параметры ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) речных вод, нам удалось установить, что воды реки Обь доминируют в составе Обско-Енисейского речного плюма даже в восточной части Карского моря. Так же удалось показать, что в районе изученного Енисейского разреза речной плюм состоит на 70% из Обской и 30% из Енисейской воды.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 23-17-00001.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F. A., Carmack E. C. et al. Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. C00A05.
2. Nummelin A., Ilicak M., Li C., Smedsrud L.H. Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 9. 18642.
3. Feng D., Gleason C.J., Lin P. et al. Recent changes to Arctic river discharge // *Nature Communications.* 2021. V. 12. 6917.
4. Pavlov V.K., Pfirman S.L. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // *Deep-Sea Research.* 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
5. Брезгунов В.С., Дебольский В.К., Мордасов М.А. и др. Изучение условий формирования солёности вод в устьевых участках Арктических морей с помощью природных стабильных изотопов кислорода // *Водные ресурсы.* 1980. № 2. С. 101–105.
6. Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. Water mass processes on Arctic shelves as revealed from  $\delta^{18}\text{O}$  of  $\text{H}_2\text{O}$  // *Global and Planetary Change.* 2005. V. 48. I. 1–3. P. 165–174.
7. Cooper L.W., McClelland J.W., Holmes R.M. Flow-weighted values of runoff tracers ( $\delta^{18}\text{O}$ , DOC, Ba, alkalinity) from the six largest Arctic rivers // *Geophysical Research Letters.* 2008. V. 35. L18606.
8. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др. Изотопные ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) параметры и источники опреснённых вод Карского моря // *Океанология.* 2017. Т. 57. № 1. С. 38–48.
9. McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M. et al. Arctic Great Rivers Observatory. 2023. Water Quality Dataset, Version 20231403. <https://www.arcticgreatrivers.org/data>
10. McClimans, T. A., D. R. Johnson, M. Krosshavn et al. Transport processes in the Kara Sea // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105(C6). P. 14121–14139.
11. Panteleev G., Proshutinsky A., Kulakov M. et al. Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C04S15.
12. Osadchiev A.A., Izhitsky A.S., Zavialov P.O. et al. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2017. V. 122. P. 5916–5935.

In this work, the estimation of isotopic parameters of the Ob and Yenisei rivers, which characterize the average continental runoff into the Kara Sea, was made. The obtained  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  values can be effectively applied in constructing models of freshening processes in Kara Sea basin.

**Крылов А.А.<sup>1,2</sup>, Логвина Е.А.<sup>1</sup>, Зыков Е.А.<sup>1</sup>, Урванцев Д.М.<sup>1</sup>,  
Семенов П.Б.<sup>1</sup>, Малышев С.А.<sup>1</sup>, Гусев Е.А.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: akrylov@vniio.ru;

<sup>2</sup>Институт Наук о Земле, СПбГУ, г. Санкт-Петербург)

## **Механизмы формирования икаита в донных отложениях Арктического шельфа**

**Krylov A.A.<sup>1,2</sup>, Logvina E.A.<sup>1</sup>, Zykov E.A.<sup>1</sup>, Urvantsev D.M.<sup>1</sup>,  
Semenov P.B.<sup>1</sup>, Malyshev S.A.<sup>1</sup>, Gusev E.A.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>FGBU VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; <sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, St. Petersburg  
State University, St. Petersburg)

## **Mechanisms of ikaite formation in bottom sediments of the Arctic shelf**

Ключевые слова: икаит, Арктический шельф, ранний диагенез, глендонит

В работе рассматриваются механизмы формирования икаитов ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) в условиях раннего диагенеза осадков морей Арктического шельфа. Их кристаллизации способствуют низкие температуры и присутствие ингибиторов безводных карбонатов кальция. Приводятся результаты изучения процессов трансформации икаитовых фаз в кальцитовые, разнообразие форм кристаллов, а также источники углерода в кристаллической решетке.

Икаит ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) является метастабильным минералом. Его деструкция в случае низких давлений и отсутствия ингибиторов безводных карбонатных фаз происходит при температурах, превышающих диапазон от +4 до +7°C. Указанная особенность приводит к тому, что образцы икаитов, вскрытые грунтовыми пробоотборниками и оставленные без консервации в жидком азоте или морозильной камере, в течение короткого времени трансформируются в кальцитовую фазу с выделением воды. Вследствие быстрого уменьшения объема происходит разрушение кристаллов.

Условия раннего диагенеза наиболее благоприятны для кристаллизации икаитов в обстановках Арктических шельфов. Низкие температуры, типичные для донных отложений, способствуют недонасыщенности поровых вод относительно кальцитовой и арагонитовой фаз. Интервалы, содержащие икаиты, часто совпадают с высокими концентрациями фосфат-иона в поровой воде [1], который ингибирует кальцит и арагонит даже в следовых концентрациях [2]. Bischoff et al. [3] показал, что уже 100 мкмоль  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  в растворе стабилизирует икаит навсегда и заключил, что фосфат-ион – главный природный фактор сохранности икаита. Позже, однако, ряд экспериментальных работ показал, что фосфат-ион не оказывает влияния на кристаллизацию икаита [4 и др.], что противоречит реальным наблюдениям условий кристаллизации икаитов в раннем диагенезе.

Другим важнейшим компонентом, который, вероятно, оказывает существенное влияние на формирование икаита, является магний ( $Mg^{2+}$ ) [5], способствующий кристаллизации водных разновидностей карбонатов и, в частности, икаита [6]. При анализе обстановок раннего диагенеза следует отметить, что основным источником магния в поровой воде является морская вода, где он является третьим по важности ионом (его содержание, в частности, в 3–5 раз выше, чем содержание кальция). Таким образом, высокие концентрации магния в условиях раннего диагенеза – это обычное явление и сложно придумать какие-то особые процессы, приводящие к еще большей его концентрации в разрезах, содержащих икаит. Отношение ионов  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  в поровой воде всегда резко увеличивается в слоях, содержащих любые кальциевые карбонаты, за счет включения кальция в карбонатные фазы. Фосфат-ион, напротив, является активным маркером процессов раннедиагенетической деструкции органического вещества, поскольку входит в состав последнего. Поэтому фиксируемое совпадение пиков содержаний фосфат-иона и положения икаитов в разрезе является серьезным аргументом в пользу того, что фосфат-ион в большей степени контролирует кристаллизацию гексагидратов карбонатов кальция в раннем диагенезе, чем магний. Однако, роль фосфат-иона может быть не так очевидна в том случае, если икаиты кристаллизуются в метановых сипах, поскольку там главным фактором раннего диагенеза и повышения щелочности является анаэробное окисление метана, а не органокластическая сульфат-редукция.

Пристальное внимание геологов к изучению икаита связано в первую очередь с тем, что по этому минералу часто формируются псевдоморфозы кальцита, называемые глендонитами. Глендониты сохраняют форму кристаллов икаитов за счет того, что в процессе захоронения последних в условиях прогрессивного диагенеза температура повышается очень медленно, и вода из кристаллической решетки уходит постепенно, без нарушения формы кристаллов. Многочисленные находки глендонитов в фанерозойских породах позволяют сопоставлять уровни их обнаружения с периодами похолодания климата [7, 8].

В нашей коллекции находятся икаиты, отобранные из осадков Карского моря, моря Лаптевых, Чукотского и Охотского морей. Исследования их изотопного состава ( $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ ) позволили установить, что важнейшими механизмами, способствующими кристаллизации этих минералов, являлись либо органокластическая сульфат-редукция, либо совместные процессы анаэробного окисления метана (АОМ) и органокластической сульфат-редукции. В ряде случаев, процессы АОМ резко преобладали, что позволило выделить участки палеосипов. Для всех образцов нами рассчитывалась доля вклада углерода из различных источников. Для Чукотского моря икаиты были датированы, и тем самым удалось установить время начала функционирования метанового сипа. Нами были изучены

также процессы трансформации икаита в кальцит, проходящие либо через ватеритовую фазу, либо напрямую минуя промежуточные фазы. Интересным является факт многообразия форм кристаллов икаитов, среди которых нам попадались классические шарообразные друзы, шаровидные сростки, отдельные вытянутые кристаллы, шишковидные агрегаты.

В заключении следует особо отметить важность изучения икаитов как с позиций фундаментальной науки (цикл углерода, ранний диагенез и т.п.), так и с точки зрения прикладных исследований (поиск зон разгрузки УВ флюидов и т.п.).

Исследования были поддержаны грантом РНФ № 23-27-00457.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // Siberian river run-off in the Kara Sea. Proceedings in Marine Science. V. 6. / Eds. R. Stein, K. Fahl, D.K. Fuetterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 349–374.
2. Burton E.A. Controls on marine carbonate cement mineralogy: review and reassessment // Chemical Geology. 1993. V. 105. P. 163–179.
3. Bischoff J.L., Fitzpatrick J.A., Rosenbauer R.J. The solubility and stabilization of ikaite ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) from 0° to 25°C; environmental and paleoclimatic implications for thinolite tufa // Journal of Geology. 1993. V. 101. P. 21–33.
4. Stockmann G., Tollefsen E., Skelton A., Brüchert V., Balic-Zunic T., Langhof J., Skogby H., Karlsson A. Control of a calcite inhibitor (phosphate) and temperature on ikaite precipitation in Ikka Fjord, southwest Greenland // J. Appl. Geochem. 2018. V. 89. P. 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.11.005>.
5. Tollefsen E., Stockmann G., Skelton A., Morth C.-M. Chemical controls on ikaite formation // Mineral. Mag. 2018. V. 82. P. 1119–1129. <https://doi.org/10.1180/mgm.2018.110>.
6. Chaka A.M. Quantifying the Impact of Magnesium on the Stability and Water Binding Energy of Hydrated Calcium Carbonates by Ab Initio Thermodynamics // J. Phys. Chem. A. 2019. V. 123. P. 2908–2923. <https://doi.org/10.1021/acs.jpca.9b00180>
7. Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // ESSD. 2021. V. 13. P. 343–356. <https://doi.org/10.5194/essd-13-343-2021>.
8. Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth-Sci Rev. 2023. V. 241. P. 1–32.

This work examines the mechanisms of formation of ikaites ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) under the early diagenetic environments in sediments of the Arctic shelf seas. Their crystallization is promoted by low temperatures and the presence of anhydrous calcium carbonate inhibitors. The results of studying the processes of transformation of ikaite phases into calcite, the variety of crystal shapes, as well as the sources of carbon in the crystal lattice are presented.

## **Малахова В.В.**

(Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: [malax@ssc.ru](mailto:malax@ssc.ru))

### **Моделирование зоны стабильности гидратов метана в условиях субаквальной криолитозоны**

#### **Malakhova V.V.**

(Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk)

### **Modeling of methane hydrate stability zone in submarine permafrost settings**

Ключевые слова: арктический шельф, субаквальная мерзлота, многолетнемерзлые породы, гидраты метана, зона стабильности метангидратов

Представлена оценка состояния зоны стабильности гидратов метана, связанной с условиями субаквальной мерзлоты. Результаты получены на основе совместной работы двух численных моделей: модели динамики мерзлоты, основанной на палеоклиматическом сценарии изменения температуры и уровня моря, и модели зоны стабильности гидратов метана. Расчеты проводились для последних 120 тысяч лет.

Субаквальная мерзлота в донных отложениях шельфов Северного Ледовитого океана (СЛО) сформировалась на суше в период понижения уровня моря и осушения шельфа [1]. Изучение современного состояния субаквальных многолетних пород (СММП) актуально в связи с освоением нефтегазовых ресурсов Арктических морей. В последние годы внимание сосредоточено на ее роли в глобальном цикле углерода, что объясняется формированием высоких концентраций метана в морской воде и в атмосфере арктического региона [2].

Деградация субаквальной мерзлоты может приводить к газонасыщению верхнего слоя донных осадков, к увеличению проницаемости донных отложений и выходу газа из нижележащих слоев. Существование СММП в донных отложениях создает условия для формирования гидратов метана [3, 4]. Образование гидратов возможно при наличии определенных термобарических условий, а также достаточного для их формирования количества метана и воды. Газогидраты, связанные с подводной мерзлотой, существуют в морских условиях, но они отличаются как от морских газовых гидратов, так и от континентальных аналогов. В отличие от морских газогидратов, которые не могут образовываться в современном океане на глубине менее 300–400 м, они могут существовать в донных отложениях при глубине воды максимум 100–120 м. Это добавляет около 1 МПа дополнительного гидростатического давления, и оказывает стабилизирующее влияние, компенсирующее дестабилизацию, вызванную

потеплением осадочного разреза после затопления. Диссоциация газовых гидратов, связанных с подводной мерзлотой, приводит к высвобождению метана в морскую воду и далее в атмосферу.

Основная проблема при получении натуральных данных по мощности и площади распространения субаквальной мерзлоты обусловлена трудностью при проведении буровых работ в регионе. Для исследования субаквальной мерзлоты шельфа применяются методы математического моделирования [1, 3, 5]. Целью исследования является моделирование процессов формирования и деградации субаквальной мерзлоты и оценка состояния зоны стабильности гидратов метана (ЗСГМ) на шельфе арктических морей.

Для изучения динамики и современного состояния субаквальной мерзлоты в донных отложениях шельфа СЛО разработана динамическая модель теплопереноса в грунте, позволяющая рассчитывать динамику термического состояния донных отложений в случаях чередования границ талых и мерзлых слоев [6, 7].

Эволюция многолетнемерзлых пород определяется верхними и нижними граничными условиями в области моделирования, которая представляет собой геологический разрез толщиной 1500 м. Модель дополнена палеогеографическим сценарием изменения атмосферного воздействия и уровня океана. Граничное условие на поверхности донных отложений определяется периодами трансгрессий-регрессий с учетом изменения уровня моря за последние 120 тыс. лет. Моменты затопления и осушения шельфа в ледниковых циклах оценивались на основе современных батиметрических условий. Кривые изменения палеотемператур, используемые для моделирования, подробно обсуждались в работе [6]. На нижней границе области задан геотермический поток из глобального набора данных [8]. Модель включает влияние соли на кривую замерзания воды. Как результат, более низкая температура замерзания приводит к тому, что мерзлые породы полностью оттаивают в поле отрицательных температур.

Расчеты термического состояния донных отложений и переноса солей сопровождаются оценками термодинамических границ зоны стабильности газогидратов метана. Глубины кровли и подошвы зоны устойчивости газогидрата определяются на каждом шаге по времени пересечением фазовой кривой устойчивости газогидрата метана с водой и льдом [9] и рассчитанного профиля температуры донных отложений. Увеличение солёности сдвигает границу термодинамической устойчивости гидратов метана в сторону более высокого давления и/или более низкой температуры. В модели мы не учитываем влияние формирования и деградации газовых гидратов на термический режим отложений, поскольку содержание гидратов в осадочных породах не рассчитывается.

Расчет температуры донных отложений от поверхности до глубины 1500 м выполнен в каждой ячейке одноградусной сетки для шельфа с современными изобатами от 0 до 150 м для последних 120 тыс. лет. Анализ

современного состояния СММП и ЗСГМ (для периода 1950–2019 гг.) проведен с учетом температуры и солености придонной воды, полученных из климатической модели океан-лед, разработанной в ИВМиМГ СО РАН [10].

Толщина мерзлого слоя в донных отложениях зависит от глубины моря, геотермического потока, засоления донных отложений и составила от 50 до 700 м. Сильная зависимость продолжительности периодов затопления или осушения шельфа от его современной глубины определяет формирование мерзлого слоя различной мощности: с ростом глубины шельфа увеличивается продолжительность периодов трансгрессии и соответствующих периодов деградации субаквальной мерзлоты. Многолетнемерзлые породы имеются в донных отложениях морей Бофорта, Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых, Карского и Баренцева. Ближе к бровке шельфа в каждом море глубина воды увеличивается, как и продолжительность модельной морской трансгрессии, что приводит к сокращению мощности СММП от берега в сторону внешнего шельфа. Отметим, что распространение субаквальной мерзлоты в Арктике в целом согласуется с результатами моделирования [6]. Проведенное исследование показало, что большая глубина оттаивания мерзлых пород обусловлена их засолением вследствие миграции солей в период трансгрессии. В численном эксперименте получено, что верхняя граница СММП расположена на глубине 12–60 м ниже морского дна в зависимости от области шельфа.

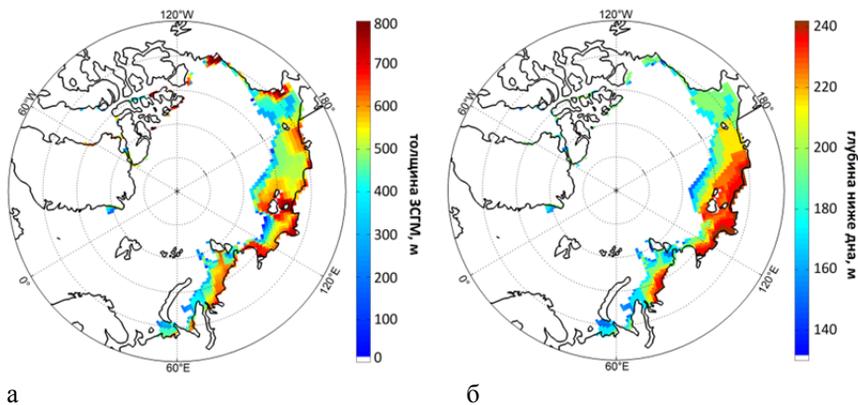


Рисунок 1. Модельные оценки распространения зоны стабильности гидратов метана в донных отложениях (в м): (а) – толщина зоны стабильности гидратов метана; (б) – глубина залегания (отсчитываемая от дна) верхней границы зоны стабильности.

Как и ожидалось, присутствие СММП приводит к формированию областей стабильного существования гидрата при глубине воды менее 100

м. Формирование и существование зоны стабильности газовых гидратов коррелирует с динамикой нижней границы многолетнемерзлого слоя. Толщина зоны стабильности составила до 800 м для внутреннего шельфа (глубина воды 10–20 м) и менее 200 м для внешнего шельфа (глубина воды 70–100 м, рис. 1а). Подобно динамике подошвы слоя мерзлых пород, глубина нижней границы ЗСГМ зависит от значений геотермического потока и глубины моря. Верхняя граница расположена на 120–240 м ниже морского дна (рис. 1б). Глубина залегания ЗСГМ под дном зависит от глубины моря. Что объясняется влиянием на ЗСГМ дополнительного давления за счет водного слоя.

Получены оценки площади распространения и современного состояния многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метангидратов арктического шельфа с учетом данных интенсивности теплового потока, солености поровых вод и температуры придонной воды. Газовый гидрат может существовать внутри или ниже многолетнемерзлого слоя. Сокращение ЗСГМ со стороны верхней границы приводит к деградации газогидратов и эмиссии метана из донных отложений в воду.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-11-20112).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V. et al. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Lett.* 2005. V. 25. P. 167–182.
2. Thornton B.F., Geibel M.C., Crill P.M., Humborg C., Mörth C.-M. Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 5869–5877.
3. Malakhova V.V. The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // *IOP Conf. Ser.: Earth and Environ. Sci.* 2020. V. 606. 012035.
4. Ruppel C.D. Permafrost-associated gas hydrate: Is it really approximately 1% of the global system? // *Journal of Chemical & Engineering Data.* 2015. V. 60(2). P. 429–436.
5. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C.D., Vasiliev A., Lantuit H., Juhls B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2019. V. 124(6). P. 3490–3507.
6. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // *Global and Planetary Change.* 2020. V. 192. 103249.
7. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-

- гидратов шельфа моря Лаптевых // Лед и Снег. 2020. Т. 60(4). С. 533–546.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420040058>
8. Davies J.H. Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.
  9. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journal.* 2003. V. 32 (8). P. 359–370.
  10. Platov G.A., Golubeva E.N., Kraineva M.V., Malakhova V.V. Modeling of climate tendencies in Arctic seas based on atmospheric forcing EOF decomposition // *Ocean Dynamics.* 2019. V. 69. P. 747–767.

We present an assessment of the state of the methane hydrate stability zone associated with submarine permafrost. We have combined two numerical models: a model of permafrost dynamics based on the paleoclimatic scenario of changes in temperature and ocean level, and a model of the methane hydrates stability zone. The calculations were carried out for the last 120 thousand years.

**Маслов А.В.<sup>1</sup>, Политова Н.В.<sup>2</sup>, Ключевиткин А.А.<sup>2</sup>,  
Козина Н.В.<sup>2</sup>, Кравчишина М.Д.<sup>2</sup>, Новигатский А.Н.<sup>2</sup>,  
Новичкова Е.А.<sup>2</sup>, Алексеева Т.Н.<sup>2</sup>, Шевченко В.П.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: amas2004@mail.ru; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: politova@ocean.ru)

**Систематика редкоземельных элементов, Th и Sc в  
поверхностных донных осадках ряда районов Норвежско-  
Гренландского бассейна**

**Maslov A.V.<sup>1</sup>, Politova N.V.<sup>2</sup>, Klyuvitkin A.A.<sup>2</sup>, Kozina N.V.<sup>2</sup>,  
Kravchishina M.D.<sup>2</sup>, Novigatsky A.N.<sup>2</sup>, Novichkova E.A.<sup>2</sup>,  
Alekseeva T.N.<sup>2</sup>, Shevchenko V.P.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Systematics of rare earth elements, Th and Sc in surface bottom  
sediments in some areas of Nordic Seas**

Ключевые слова: Норвежско-Гренландский бассейн, поверхностные донные осадки, редкоземельные элементы, источники алюмосиликокластики

Рассмотрена систематика редкоземельных элементов поверхностных донных осадков, отобранных в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Норвежско-Гренландском бассейне. Это позволило в той или иной мере судить об источниках слагающего их тонкого (пелитового и алевроито-пелитового) материала. Сделан вывод, что источником его для большинства проб являлись как кислые, так и основные магматические породы, в том числе и вулканические породы Исландии.

Арктика играет ключевую роль в формировании климата планеты. Этим определяется повышенный интерес специалистов разных стран, в том числе и России, к получению сведений, способных пролить свет на особенности климатических процессов и вариации на их фоне процессов осадконакопления. Одним из аспектов таких исследований является анализ минерального и химического состава поверхностных донных осадков (ПДО) в целях реконструкции состава источников слагающего их материала. Традиционно эти работы основываются на данных об ассоциациях глинистых минералов [2, 3 и др.]. Мы попытались решить эту задачу путем исследования систематики редкоземельных элементов (РЗЭ), Th и Sc различных типов ПДО Норвежско-Гренландского бассейна (НГБ).

В публикации [1] показано, что ПДО на континентальных окраинах Арктики характеризуются достаточно контрастными ассоциациями ГМ, состав которых контролируется составом пород прибрежных районов. Мористее происходит гомогенизация материала, поступающего из различных источников. В работе [4 и др.] на основе исследования осадков шельфов Восточной Гренландии и Исландии установлено, что характерная их особенность – наличие хорошо распознаваемых локальных источников

материала. Материал далеких источников (Европейской или Канадской Арктики) появляется здесь только в последнее тысячелетие. По данным [2], основным источником смектита в ПДО НГБ выступает Исландия, а подчиненными являются Фареро-Исландский порог, Ян-Майенская зона разломов, хр. Эгир и ЮВ районы Гренландии. Каолинит и хлорит поступают преимущественно со Скандинавии и Шпицбергена. Кроме того, хлорит может попадать в осадки и при эрозии пород В и СВ Гренландии.

Нами исследованы 10 проб алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадков (осадки группы 1), 6 проб фораминиферовых песков (группа 2) и 29 проб пелитовых и алеврито-пелитовых илов (группа 3), отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” дночерпателями “Океан-0.25” и “Океан-50” и мультикорером КУМ MiniMUC К/МТ 410 на хребтах Мона, Книповича, Колбейнсей и Эгир, в котловинах Норвежского и Гренландского морей и других районах. Содержание редких и рассеянных элементов в ПДО определено в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS. Пределы обнаружения элементов – 0.005–0.1 мкг/г при точности анализа 10–15 отн. %.

Среднее содержание Sc в осадках группы 1 составляет  $16 \pm 9$  мкг/г. Содержание Zr варьирует от 100 до 260 мкг/г. Концентрация Th изменяется от 1 до 8 мкг/г ( $Th_{\text{среднее}} = 5 \pm 2$  мкг/г).  $\Sigma P3Э$  варьирует от 61.5 до 108.5 мкг/г ( $\Sigma P3Э_{\text{среднее}} = 83.0 \pm 14.6$  мкг/г). Среднее содержание легких (ЛР3Э) и тяжелых (ТР3Э) лантаноидов составляет  $74 \pm 14$  и  $9 \pm 2$  мкг/г, а ЛР3Э/ТР3Э<sub>среднее</sub> варьирует от 5 до 10. Величина  $(La/Yb)_N$  (при нормировании на хондрит С. Taylor & С. McLennan) изменяется от 5.49 до 13.51. Значения  $Eu/Eu^*$  отвечают интервалу 0.63–1.02. Параметр  $Sc_{\text{среднее}}$  в осадках группы 2 составляет  $11 \pm 2$  мкг/г. Содержание Zr варьирует от 88 до 120 мкг/г. Концентрация Th изменяется в интервале 1–8 мкг/г,  $Th_{\text{среднее}} = 4 \pm 2$  мкг/г.  $\Sigma P3Э$  варьирует от 54 до 92 мкг/г ( $\Sigma P3Э_{\text{среднее}} = 72 \pm 13$  мкг/г). Среднее содержание ЛР3Э и ТР3Э составляет  $65 \pm 12$  и  $7.2 \pm 0.8$  мкг/г, а ЛР3Э/ТР3Э<sub>среднее</sub> =  $9 \pm 2$ . Величина  $(La/Yb)_N$  изменяется от 7.51 до 12.67. Значение  $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.73 \pm 0.04$ . В пелитовых и алеврито-пелитовых илах среднее содержание Sc равно  $12 \pm 4$  мкг/г. Содержание Zr варьирует от 50 до 300 мкг/г. Концентрация Th изменяется от 2 до 8 мкг/г ( $Th_{\text{среднее}} = 5 \pm 2$  мкг/г).  $\Sigma P3Э$  варьирует от 40 до 146 мкг/г ( $\Sigma P3Э_{\text{среднее}} = 83 \pm 25$  мкг/г; а в РААС  $\Sigma P3Э = 185$  мкг/г). Величина ЛР3Э<sub>среднее</sub> =  $74.6 \pm 23.3$  мкг/г, а ТР3Э<sub>среднее</sub> =  $8.8 \pm 2.0$  мкг/г. ЛР3Э/ТР3Э<sub>среднее</sub> имеет значение  $8 \pm 2$ , а средние величины  $(La/Yb)_N$  и  $Eu/Eu^* = 10.71 \pm 2.74$  и  $0.74 \pm 0.08$ .

На диаграмме Zr/Sc–Th/Sc фигуративные точки ПДО расположены в области тренда, определяемой составом пород на палеоводосборах (рис. 1а).

Параметры  $(La/Yb)_N$  и  $Eu/Eu^*$  в осадках группы 3 варьируют от 5.26 до 18.58 и от 0.62 до 0.96 (рис. 1б). При этом достаточно низкие величины  $(La/Yb)_N$  наблюдаются в 4-х из 5 проб ПДО континентального склона Норвегии, в 2-х из 4 проб района к югу от Шпицбергена и в пробе из южной

части хр. Колбейнсей. Это показывает, что среди ПДО есть илы как с заметной долей продуктов разрушения основных магматических пород, так и пород кислых. Илы ст. 6840 (континентальный склон Шпицбергена) по  $(La/Yb)_N$  достаточно близки к PAAS. В илах, поднятых на станциях 6814, 6815, 6816, 6817 (континентальный склон Скандинавии), 6175 и 6841 (желоб Стурфьорд), а также 6149 (северное окончание хр. Мона), величины  $(La/Yb)_N$  несколько ниже, чем в PAAS, но заметно выше, чем в илах южной части хр. Колбейнсей. Несколько отличается от подавляющего большинства перечисленных проб PЗЭ-систематика илов ст. 6143 (южное окончание хр. Мона). Сходное распределение фигуративных точек ПДО НГБ можно видеть и на диаграмме  $(La/Yb)_N$ –Th/Sc (рис. 1в).

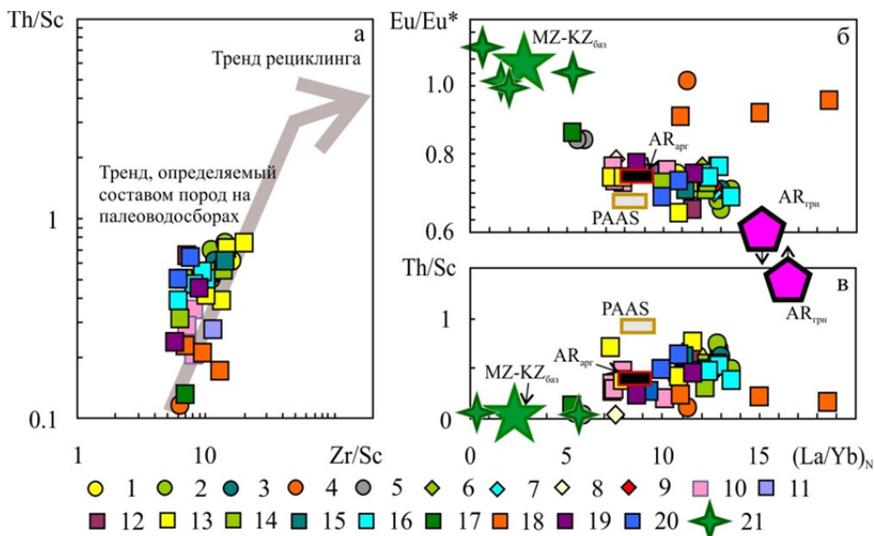


Рисунок 1. Положение фигуративных точек ПДО разных районов НГБ на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (а),  $(La/Yb)_N$ –Eu/Eu\* (б) и  $(La/Yb)_N$ –Th/Sc (в).

1–20 – осадки групп 1, 2 и 3 из разных районов НГБ; 21 – породные ассоциации Исландии. AR<sub>arg</sub> – архейский аргиллит; AR<sub>grn</sub> – архейские гранитоиды; MZ-KZ<sub>баз</sub> – мезо-кайнозойские базальты.

Диапазон  $(La/Yb)_N$  в алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадках, как мы видели выше, существенно варьирует. Минимальными величинами  $(La/Yb)_N$  обладают песчано-алевритовые осадки Исландско-Фарерского порога. Отношение  $(Gd/Yb)_N$  в осадках данной группы изменяется от 2.03 до 2.52. Наиболее выраженное деплетирование TPЗЭ наблюдается в осадках подножия континентального склона западнее Баренцева моря. Это предполагает, что за исключением Исландско-Фарерского порога песчано-алевритовые осадки других районов сложены

продуктами размыва зрелых в геохимическом отношении комплексов пород.

Фораминиферовые пески Датского пролива обладают существенно более низкими величинами  $(La/Yb)_N$ , чем осадки других районов НГБ. Для осадков данной группы также как и для алюмосиликокластических песков свойственно деплетирование РЗЭ ( $(Gd/Yb)_{\text{среднее}} = 2.29 \pm 0.08$ , диапазон – 2.21–2.48). По всей видимости, пески Датского пролива содержат заметную долю продуктов размыва основных вулканических пород Исландии или Гренландии. Терригенная примесь, основной носитель РЗЭ, в песках группы 2 других районов НГБ представлена, очевидно, продуктами размыва геохимически зрелых комплексов пород. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ в ПДО разных групп и районов НГБ показаны на рис. 2.

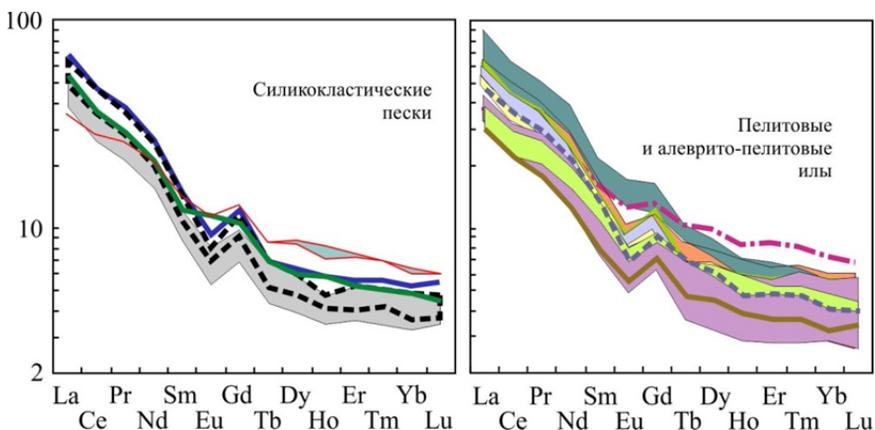


Рисунок 2. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадках и пелитовых и алеврито-пелитовых илах разных районов НГБ.

Распределение фигуративных точек ПДО НГБ и средних точек состава различных породных ассоциаций периферии НГБ на диаграмме Th–La показывает, что подавляющее большинство проб находится между референтными точками средних AR гранитоидов и MZ-KZ базальтов К. Конди. Очевидно также, что источниками слагающего ПДО материала не могли являться комплексы пород, сходные по составу со щелочно-ультраосновными лавами СВ Гренландии, гранодиоритами Lyngdal и Tranevåg, гранитами Red Южной Норвегии и Banguhuk Шпицбергена. Нет перекрытия на названной диаграмме и между областью точек ПДО и областями фигуративных точек пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов, а также кварц-полевошпатовых пород фундамента СВ Гренландии. Напротив, перекрытие области точек осадков наблюдается с

областями, образуемыми точками базальтов бассейна Jameson Land, а также породами супракрустальной последовательности Krummedal и лейкогранитами каледонид В Гренландии, породами АМСГ-ассоциации Лофотенских островов, габбро, трондьемитами и риодацитами Трондхейма и субщелочными базальтами о. Ян-Майен. Среди ПДО с относительно низким содержанием La и Th есть сходство алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадков Исландско-Фарерского порога с составом силлов и даек базальтов Бассейна Jameson Land, а также базальтами Исландии. Точка фораминиферовых песков из Датского пролива расположена вблизи точек пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов и пород неовулканических зон Исландии, а точки пелитовых и алеврито-пелитовых илов шельфа Шпицбергена, южных флангов хребтов Колбейнсей и Мона тяготеют к точке Mz-Kz базальтов К. Конди.

Авторы признательны С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву, С.А. Дубу и О.Ю. Мельничуку, а также экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” за помощь в экспедициях и при исследовании проб.

Экспедиционные исследования проведены в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0006) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ. Изучение литогеохимии ПДО выполнено в рамках госзадания ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Доклады АН. 1995. Т. 334. № 3. С. 364–366.
2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
3. Andrews J.T., Vogt C. Source to sink: Statistical identification of regional variations in the mineralogy of surface sediments in the western Nordic Seas (58°N–75°N; 10°W–40°W) // Marine Geology. 2014. V. 357. P. 151–162.
4. Andrews J.T., Bigg G.R., Wilton D.J. Holocene ice-rafting and sediment transport from the glaciated margin of East Greenland (67–70°N) to the N Iceland shelves: detecting and modelling changing sediment sources // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 91. P. 204–217.

The systematics of rare-earth elements in surface bottom sediments sampled on a number of cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in the Nordic Seas is considered. This made it possible, to some extent, to judge the sources of the fine-grained (pelitic and silty-pelitic) material composing them. It is concluded that for the majority of the studied samples, both felsic and basic igneous rocks, including the volcanic rocks of Iceland, were its source.

**Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Якимова К.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: murdmaa@mail.ru; ovsepyan@ocean.ru; e\_v\_ivanova@ocean.ru; yakikarina@gmail.com)

## **Находки гранулированного вивианита в северо-восточной части Баренцева моря**

**Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A.<sup>1</sup>, Ivanova E.V.<sup>1</sup>, Yakimova K.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia)

## **Findings of granulated vivianite in the northeastern Barents Sea**

Ключевые слова: седиментация, восстановительная среда, этапы кристаллизации, бактерии, органическое вещество, перерыв

В работе представлены результаты изучения распространения и основных свойств зерен аутигенного вивианита в колонке донных осадков, отобранной в проливе Кембридж (Земля Франца Иосифа) в северо-восточной части Баренцева моря. Рассмотрены основные гипотезы формирования вивианита.

Зерна гранулированного вивианита, представленные черными с синеватым оттенком преимущественно шаровидными частицами, были обнаружены в пробах колонки донных осадков АМК 5454 (80°35.596 с.ш., 47°42.135 в.д., глубина 639 м), поднятой в проливе Кембридж (Земля Франца Иосифа) в северо-восточной части Баренцева моря [1]. До настоящего времени в Арктике вивианит был найден в колонках донных осадков из западной части Баренцева моря [2], а также из моря Лаптевых [3].

Согласно результатам диагностики на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMU с приставкой Oxford Instruments, химический состав обнаруженных в колонке АМК 5454 зерен близко соответствует стандартной формуле вивианита  $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Обнаруженные значительные содержания магния и марганца свидетельствуют о том, что в колонке АМК-5454 найден не только марганцевый, но и марганцево-магнезиальный вивианит.

Согласно возрастной модели колонки, возраст нижней части разреза составляет 9 тыс. лет [4], однако, зерна вивианита встречены только в верхней его части в интервале 270–5 см, который соответствует последним 4.1 кал. тыс. лет [4]. Концентрация зерен во фракции 0.1–1 мм варьирует от 0 до 2.7 зерен в одном грамме сухого непромытого осадка (#/г). Фоновые значения содержания зерен невелики и составляют около 0.04 #/г, однако, выделяются три максимума содержания частиц вивианита: 2.4 #/г на 40–41 см, 2.7 #/г на 90–91 см и 1.01 #/г на 150–151 см. Пики концентраций зерен интерпретируются как наиболее благоприятные физико-химические условия образования зерен вивианита, а именно: восстановительная среда в

придонных водах при дефиците сульфидной серы, препятствующей связыванию избыточного двухвалентного железа гидротроилитом. Действительно, между более расплывчатым нижним и очень резким средним пиками наблюдается слой с практически нулевым содержанием вивианита, по визуальным наблюдениям обогащенный черными выделениями гидротроилита (139–96 см). Он отражает подчеркнутую М. Роте [5] закономерную противофазность изменения содержания вивианита и гидротроилита. Авторы данной работы согласны с мнением М. Роте, что она связана с соотношением сульфидной серы и двухвалентного железа в иловой (придонной) воде. Избыток железа по отношению к сере препятствует выпадению гидротроилита и способствует соединению железа с фосфат-ионом, освобожденным при бактериальном распаде лабильного органического вещества, т.е. образованию вивианита.

Восстановительная реакция среды генерации вивианита (иловой и придонной воды) не означает полной аноксии (например, [5]). Присутствие некоторого, пусть даже ограниченного, количества кислорода на границе вода-осадок доказывается не только его присутствием в формуле вивианита, но и богатой фауной бентосных фораминифер, обнаруженной в обогащенных вивианитом осадках колонки АМК-5454 [4].

В ходе исследования было выявлено, что структура зерен вивианита отличается по степени кристалличности. Наряду с полнокристаллической, сложенной плотно упакованными пакетами крупных пластинчатых кристаллов, выделяется переходный тип мелкокристаллических, пористых, по-видимому, не полностью раскристаллизованных сфероидных зерен. Третий тип структуры зерен представлен губчатыми, сильнопористыми, по облику колломорфными, сфероидными зернами. При большом увеличении угадывается неупорядоченная криптокристаллическая структура. Если наша гипотеза о начальной коллоидальности верна, то можно реконструировать эволюцию вивианита после коагуляции коллоида как кристаллизацию коллоидного вещества железисто-фосфатного состава, возможно содержащего органическое вещество. Это согласуется с предположением о роли бактериальных процессов в формировании зернистого вивианита [4]. Признаки микроконкреций вивианита, отмеченные некоторыми авторами, не обнаружены.

Выявленные линейные и плоские сростки зерен, вероятно, свидетельствуют об образовании вивианита на контакте вода–осадок, хотя некоторые авторы предполагают образование вивианита в верхних сантиметрах осадка [2]. В пользу нашей гипотезы свидетельствует и близкая к шарообразной форма основной массы зерен, указывающая на их перекатывание в подвижной воде еще на стадии золя, и присутствие плоских сростков сферических зерен. Кроме того, новым в нашей работе является предположение о двух стадиях образования зерен вивианита – тел золя и их раскристаллизации с потерей воды и органического вещества,

продолжающейся в толще осадков.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН (проект № FMWE-2021-0006).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Якимова К.С. Гранулированный вивианит в проливе Кембридж, Земля Франца Иосифа // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 4. С. 359–364.
2. Łacka M., Michalska D., Pawłowska J., Szymańska N., Szczuciński W., Forwick M., Zajaczkowski M. Mutliproxy paleoceanographic study from the western Barents Sea reveals dramatic Younger Dryas onset followed by oscillatory warming trend // Scientific Reports. 2020. V. 10. 15667.
3. Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Yu., Pogodina I., Ovsepyan Ya., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 3919–3935.
4. Ivanova E.V., Novichkova E.A., Kozhanova D.A. Foraminiferal and dyncocyst associations as indicators of the Holocene environmental changes at the Cambridge Strait // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 438. 012011.
5. Rothe M. Exploring vivianite in freshwater sediments from the detection of mineral grains towards the understanding of their occurrence. PhD Thesis. 2016. 151 p.
6. Шерышева Н.Г., Моров В.П. Динамика образования вивианита в накопительных культурах метанотрофных и водородоокисляющих бактерий в процессе анаэробного Fe(III) восстановления // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2012. Т. 21. № 3. С. 16–24.

Chemical composition of granulated vivianite grains and their distribution are studied from the sediment core collected from the Cambridge Strait (Franz Josef Land) in the northeastern part of the Barents Sea. The main hypotheses of vivianite formation are discussed.

**Найдина О.Д.**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: [onaidina@gmail.com](mailto:onaidina@gmail.com))

**Роль палинологических данных осадков шельфа моря Лаптевых для корреляции палеоклиматических событий последнего межледникового в Арктике**

**Naidina O.D.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**The role of palynological data of Laptev Sea shelf sediments for the correlation of paleoclimatic events of the last interglacial in the Arctic**

Ключевые слова: пыльца, фораминиферы, климат голоцена, палеосреда, шельфовые осадки Арктики.

В работе обобщены результаты палинологического анализа AMS-датированных ( $AMS^{14}C$ ) осадков голоцена моря Лаптевых. На основе изучения поверхностных осадков и керна колонок установлены пыльцевые спектры, отражающие интегрированное представление о растительности и климате прилегающей к морю части Якутии. Реконструирована серия похолоданий и потеплений в голоцене. Обнаружено, что некоторые потепления климата на побережье совпадают с кратковременным вторжением трансформированных атлантических вод на внутренний шельф моря Лаптевых.

Окраинные моря Северного Ледовитого океана отличаются ледово-морским типом седиментогенеза [4]. Преобладают терригенные осадки, образующиеся при поступлении в море веществ эоловым и водным путем с поверхности суши [3]. Климатический фактор является основным двигателем осадкообразования в Арктике [8].

Формирование климата связано с активностью морских льдов. Основная масса льдов Северного Ледовитого океана накапливается в море Лаптевых, откуда происходит трансполярный перенос льдов на запад [14–15]. Поэтому регион моря Лаптевых является ключевым в формировании климата Северной Евразии, эволюция палеоклимата и палеосреды которого пока находится в стадии изучения [1–2].

Для реконструкции палеоусловий региона проводились комплексные микропалеонтологические, в том числе и палинологические, исследования донных осадков шельфа моря Лаптевых. Материалом для палинологического анализа послужили пробы из нескольких голоценовых колонок с внутреннего и внешнего шельфов и образцы из поверхностных отложений, отобранные по всей акватории моря.

Абсолютный возраст изученных осадков определен методом ускорительной масс-спектрометрии ( $AMS^{14}C$ ) по биогенному кальциту раковин фораминифер, остракод и двустворчатых моллюсков [11]. После

введения резервуарной поправки для моря Лаптевых радиоуглеродный возраст был конвертирован в календарные годы [11].

В результате палинологических исследований поверхностных донных осадков шельфа моря Лаптевых установлено, что среди наземных частиц в море поступает немалое количество зерен пыльцы и спор высших растений. В аэрозолях над морем Лаптевых пыльца и споры являются основным компонентом [9–10]. В морских осадках определено относительно большое количество региональной пыльцы древесных растений, что отражает интегрированное представление о растительности и климате региона.

При палинологическом изучении кернов колонок голоцена, отобранных в разных частях восточного шельфа, выделены палиноспектры, получены статистические данные о распределении пыльцы и составе палинокомплексов. Пыльца и споры изучались в образцах, отобранных из керна колонок через каждые 5–10 см. Для подтверждения видовых определений, полученных при использовании световой микроскопии, дополнительно привлекались результаты СЭМ–анализа отдельных палиноморф [6].

Установлено, что в голоценовых осадках шельфа обычно присутствует пыльца древесных растений *Picea*, *Pinus*, *Salix*, *Alnus*, *Betula* и обильна пыльца кедрового стланика [5–7]. Среди травянистых тундровых растений преобладает пыльца Сурегасеae. Палинологическим методом выделены несколько палинокомплексов и пыльцевых зон, отражающих фазы в развитии растительности и реконструированные по ним климатические осцилляции прилегающей к морю суши выше 70° северной широты [12–13; 5-7].

Подтверждено, что теплым периодам раннего голоцена соответствуют фазы развития древесной растительности. По результатам палинологического анализа морских осадков установлено, что в раннем голоцене с 9.3 тыс. лет и почти до 8.0 тыс. лет климат был значительно теплее современного и температурный фон июля превышал современные значения на +3°C [5]. В это время развивалась максимальная стадия послеледниковой трансгрессии моря и в ландшафтах севера Якутии тундровая растительность заменялась продвигавшейся к побережью моря лесотундровой.

Смена растительности и климатических условий в конце голоцена происходила неоднократно и в пределах единой тундровой зоны. Установлено, что при потеплении развивались крупнокустарниковые тундры с *Alnaster fruticosus*, а при похолодании возобновлялась мохово-кустарничковая растительность северной подзоны типичной тундры [7].

В диапазоне времени 1.7–1.5 тыс. лет выделено кратковременное потепление климата, когда в осадках позднего голоцена регистрируются термофильная пыльца и экзотические планктонные фораминиферы, свидетельствующие об эпизодическом проникновении

трансформированных атлантических вод на шельф моря Лаптевых.

Восстановленные по палинологическим и микрофаунистическим данным потепления в регионе моря Лаптевых в раннем и позднем голоцене могут применяться в целях климатостратиграфического расчленения осадков. Интервал потепления 9.1–8.6 тыс. лет, выделенный при изучения осадков моря Лаптевых, можно коррелировать с раннеголоценовым оптимумом, который прослеживается в западном и восточном секторах Российской Арктики.

Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на Северо-Евразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Ред. Кассенс Х., Лисицын А. П., Тиде Й. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373–383.
2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
3. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 269 с.
4. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
5. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
6. Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
7. Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 92–103.
8. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
9. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
10. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. № 7. С. 551–576.
11. Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas. 1999. V. 28. P.

194–204.

12. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // *Global Planet. Change*. 2001. V. 31. P. 141–153.

13. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.* 2011. V. 229. P. 84–88.

14. Nurnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., and Thide J. Sediments in the Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Mar. Geol.* 1994. V. 119. P. 185–214.

15. Reimnitz E., Marincovich L.J., McCormick M. and W.M. Briggs. Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation // *Can. J. Earth Sci.* 1992. V.29. P. 693–703.

The paper summarizes the results of palynological analysis of AMS-dated (AMS <sup>14</sup>C) Holocene sediments of the Laptev Sea. Based on the study of surface sediments and core columns, pollen spectra have been established, reflecting an integrated view of the vegetation and climate of the part of Yakutia adjacent to the sea. A series of cooling and warming events in the Holocene has been reconstructed. It has been found that some climate warming on the coast coincides with a short-term invasion of transformed Atlantic waters on the inner shelf of the Laptev Sea.

**Новигатский А.Н.<sup>1</sup>, Еремеев А.Д.<sup>2</sup>, Родикова В.Г.<sup>2</sup>,  
Ткачева Е.С.<sup>3,4</sup>, Филиппов А.С.<sup>1</sup>, Саввичев А.С.<sup>2,5</sup>,  
Шевченко В.П.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: novigatsky@ocean.ru; <sup>2</sup>ГБОУ Школа № 1553 имени В.И. Вернадского, Москва; <sup>3</sup>Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова; <sup>4</sup>ФГБУ Гидрометцентр России, Москва; <sup>5</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва)

**Состав нерастворимых частиц снега на мысе Челюскин по данным Большой арктической экспедиции 2022–2023 гг.**

**Novigatsky A.N.<sup>1</sup>, Yermeev A.D.<sup>2</sup>, Rodikova V.G.<sup>2</sup>,  
Tkacheva E.S.<sup>3,4</sup>, Filippov A.S.<sup>1</sup>, Savvichev A.S.<sup>2,5</sup>,  
Shevchenko V.P.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Vernadsky School No. 1553, Moscow; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>4</sup>Hydrometcenter of Russia, Moscow; <sup>5</sup>Vinogradsky Institute of Microbiology, Research Centre of Biotechnology RAS, Moscow)

**Composition of insoluble snow particles at Cape Chelyuskin according to data from the Great Arctic Expedition 2022–2023**

Ключевые слова: Арктика, аэрозоль, снег

В апреле-мае 2022–2023 гг. был выполнен отбор проб снега на мысе Челюскин на предмет оценки антропогенной нагрузки района исследования. Выделена природная и техногенная компоненты аэрозольного переноса.

**Введение.** Характерной особенностью атмосферных аэрозолей, является многокомпонентность состава и широкий диапазон изменения содержания отдельных составляющих. Наличие в составе атмосферных аэрозолей частиц минерального, биологического и антропогенного происхождения, низкая массовая концентрация полученных образцов затрудняют их химический анализ и оценку атмосферного переноса вещества. Без знания этих характеристик невозможно составить представление о региональном геохимическом фоне и состоянии экосистем в целом [1].

**Материалы и методы.** В рамках социально-значимого образовательного проекта Департамента образования и науки города Москвы «Большая Арктическая Экспедиция» (БАЭ), в экспедиционный этап «Арктическая Наука» в мае 2022 и апреле 2023 гг. был выполнен отбор проб снега на мысе Челюскин, школьниками ГБОУ Школа № 1553 имени В.И. Вернадского (таблица). Отбор проб снега проводился химически чистым пробоотборным оборудованием методом шурфа и площадного сбора в особо чистые пластиковые боксы. После таяния снега при комнатной температуре в лаборатории на мысе Челюскин, пробы были

профильтрованы методом мембранной ультрафильтрации на лавсановые ядерные и GF/F фильтры [2].

После возвращения экспедиции, в Аналитической лаборатории Института океанологии РАН был определен вещественный состав нерастворимых частиц снежных проб выделенных на ядерный фильтр с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 с микрозондовой приставкой INCA MAX50.

Таблица. Отбор проб снега на мысе Челюскин, БАЭ 2022-23 гг.

Дата	Координаты, с.ш./в.д.	Тип отбора/ ДхШхВ, см	Концентрация, мг/л	Топопривязка
28.05.2022	77°43.001'/ 104°18.001'	Площадной/ 20х10х3	2,16	ОГМС им. Е.К. Федорова, рядом с главным зданием
25.05.2022	77°43.092'/ 104°18.089'	Площадной/ 20х10х3	1,17	ОГМС им. Е.К. Федорова, рядом с генераторной станцией
17.04.2023	77°42.498'/ 104°11.697'	Шурф/ 80х60х58	0,31	Залив Спартак, поверхность морского припая
20.04.2023	77°38.783'/ 104°04.731'	Шурф/ 60х45х35	0,20	Замерзшая река Кунар

**Результаты и обсуждение.** Концентрация нерастворимых частиц снежных проб отобранных в центральной части полярной станции «Объединенная гидрометеорологическая станция им. Е.К. Федорова» (ОГМС им. Е.К. Федорова) в разы выше (таблица), нежели чем в более отдаленных районах от станции (залив Спартак, река Кунар). Кроме того, это может быть связано с разными типами отбора проб, поскольку площадной отбор подразумевает снятие верхнего слоя снега (уже подтаявшего в конце мая), а шурф – на всю глубину снежного покрова, накопленного за весь зимний сезон.

В наших исследованиях важно выделить природную и техногенную компоненты аэрозольного переноса. Природная компонента атмосферного аэрозоля представлена минеральной и биогенной фракциями, резко отличающимися по своему составу. Наиболее распространенные в земной коре Si и Al не играют существенной роли в строении живого вещества, тогда как Co, Cu, Mo, Se, Cd и другие элементы, не отмеченные высокой распространенностью, присутствуют в живых тканях. В настоящее время в живых тканях обнаружены практически все элементы, известные на поверхности Земли, но в незначительных количествах. Доминируют в биогенной компоненте лишь шесть элементов: H, O, N, C, P, S [1].

Высшие растения продуцируют огромное количество пыльцевых зерен или спор, которые, попадая на поверхность суши или воды, захороняются и переходят в ископаемое (фоссильное) состояние, становясь компонентом отложений. За период цветения одна береза может продуцировать примерно

1.5 кг пылицы [1]. В обработанных нами пробах, в биогенной составляющей снежного покрова, преобладают споры и пыльца высших растений с доминирующими элементами С и О (рис. 1).

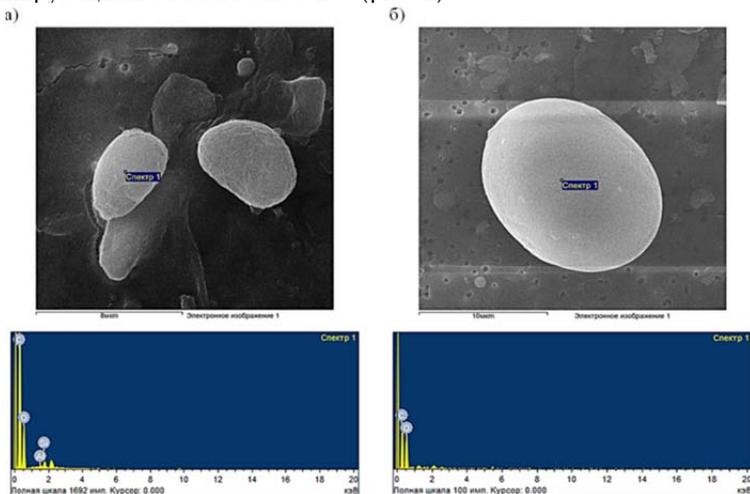


Рисунок 1. Природные биогенные нерастворимые компоненты в снежном шурфе на льду р. Кунар, п-ов Челюскин, апрель 2023 г.: а) пыльца высших растений; б) спора грибов, или пыльца высших растений.

Визуализация на лавсановом ядерном фильтре получена с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3, элементный состав получен с помощью микрозондовой приставки INCA MAX50.

Четвертичные, постплиоценовые отложения на п-ве Челюскин имеют довольно широкое распространение. По характеру происхождения их можно разделить на две основные группы: морские и ледниковые. Отложения, относимые к группе морские, представлены песками, супесями, илами, сланцеватыми и несланцеватыми глинами, галечниками и ракушечниками. Отложения ледниковой группы представлены моренным материалом (моренами), флювиогляциальными осадками и эратическими валунами [3]. В снежном шурфе, отобранном на р. Кунар, отчетливо выделяются минералы группы апатита и сульфата бария (рис. 2), поступающие в снежный покров посредством выветривания поверхностных отложений.

Образование и выбросы черного углерода в атмосферу происходит не только при природных пожарах, но и в процессе горения органических соединений, например, при работе дизельных установок, отоплении помещений углем, дровами и мазутом. Аэрозольные частицы, включающие черный углерод, оказывают влияние на климат: поглощают солнечную энергию и излучают инфракрасную (тепловую) радиацию, а также после

выпадения на земную поверхность изменяют альбедо, что приводит к ее дополнительному разогреву. Эти эффекты наиболее критичны в зонах, покрытых снегом и льдом (в полярных областях и горных районах), в которых ускоряется таяние [4].

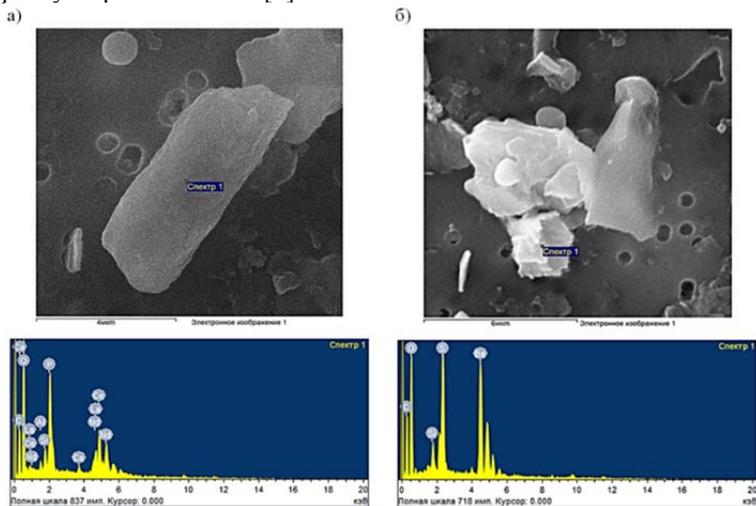


Рисунок 2. Природные литогенные нерастворимые компоненты в снежном шурфе на льду р. Кунар, п-ов Челюскин, апрель 2023 г. Минеральные зерна из состава вмещающих пород п-ва Челюскин: а) минерал группы апатита с общей формулой  $Ca_5(PO_4)_3$ , часто содержит примеси Al, Si, Ti и др., а также редкоземельные элементы La, Ce, Nd и др.; б) барит, минерал бария (сульфат),  $BaSO_4$ .

В обработанных нами пробах снежного покрова присутствует большое количество сфер сгорания органического топлива, а также хлопьевидные компоненты ржавчины (рис. 3). Это связано с интенсивной круглогодичной эксплуатацией полярной станции ОГМС им. Е.К. Федорова, а также полярного аэродрома «Мыс Челюскин».

**Выводы.** Проведенные нами исследования снежного покрова отобранного в апреле–мае 2022–2023 гг. на мысе Челюскин показывают существенный вклад антропогенного фактора в общий состав нерастворимых частиц в снеге. Так, наряду с природными минеральными и биогенными компонентами, практически во всех пробах присутствуют сферы сгорания ископаемого топлива и хлопья ржавчины.

Обработка материала выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-17-00234-П. В рамках Государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0016 осуществлялась интерпретация полученных данных.

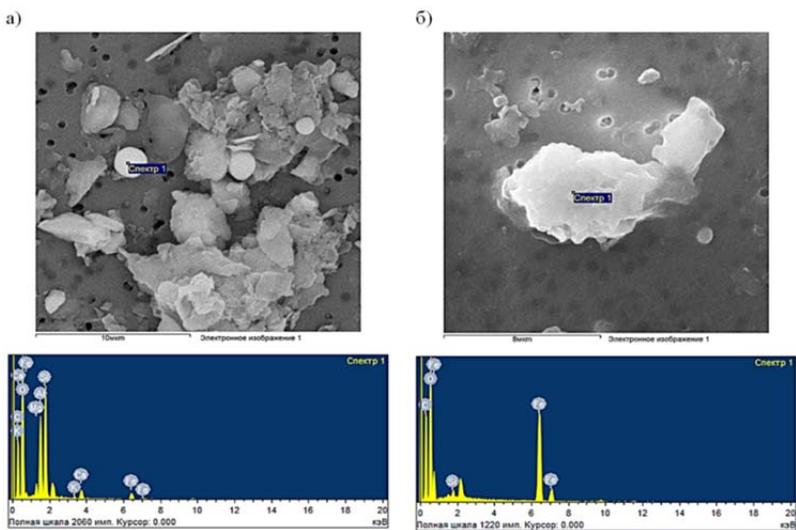


Рисунок 3. Антропогенные нерастворимые компоненты в снежном шурфе на льду р. Кунар, п-ов Челюскин, апрель 2023 г.: а) сфера сгорания угля содержит оксиды Al, Si, Fe, Mg, Ca, K; б) хлопьевидные компоненты ржавчины, оксид железа  $Fe_2O_3$ .

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головки В.В., Чанкина О.В. Элементный состав пылицы растений, присутствующей в воздухе Новосибирска // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 4. № 2. С. 115–119.
2. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Горюнова Н.В. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ. 2009. С. 150–172.
3. Аллер Г.Д. Постплиоценовые отложения полуострова Челюскина // Изв. Государственного географического общества. 1936. Т. 68. № 3. С. 314–337.
4. Смирнов Н.С., Коротков В.Н., Романовская А.А. Выбросы черного углерода от природных пожаров на землях лесного фонда Российской Федерации в 2007–2012 гг. // Метеорология и гидрология. 2015. № 7. С. 5–17.

In April-May 2022–2023 snow sampling was carried out at Cape Chelyuskin to assess the anthropogenic load of the study area. Natural and anthropogenic components of aerosol transport were identified.

**Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д.,  
Булохов А.В., Политова Н.В., Филиппов А.С.,  
Шевченко В.П.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
novigatsky@ocean.ru)

**Среднегодовой поток органического углерода на дно в  
арктических морях России: сопоставление расчетных  
данных по первичной продукции и инструментальных  
данных седиментационных ловушек**

**Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A Kravchishina M.D.,  
Bulohov A.V., Politova N.V., Filippov A.S., Shevchenko V.P.**

(Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Average annual flux of organic carbon to the bottom in the  
arctic seas of Russia: a comparison of estimated primary  
production data and research instrument data from sediment  
traps**

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, вертикальный поток органического углерода, седиментационные ловушки

Проведенные исследования показали, что для распределения взвешенного органического углерода в морях Российской Арктики характерны циркумконтинентальная и вертикальная зональности. Они выражаются в уменьшении концентрации и потоков ( $\text{mgC}/\text{m}^2/\text{сут}$ ) взвешенного органического углерода при переходе от приконтинентальных к пелагическим районам Северного Ледовитого океана, а так же от поверхностного фотического слоя к придонному на два порядка, что подтверждается инструментальными данными седиментационных ловушек и коррелирует с зональностью биопродукционных процессов.

**Введение.** В настоящей работе мы попытались сравнить расчетные результаты по первичной продукции среднегодовых потоков органического углерода на дно в морях Российской Арктики со среднегодовыми данными придонных седиментационных ловушек, чтобы получить представление о существовании погрешностей и неопределенности в оценках потока БОВ.

**Материалы и методы.** Региональные, сезонные и межгодовые вариации количества и состава основной массы взвешенного органического вещества (БОВ) в морях и океанах определяются главным образом первичной продукцией фитопланктона. Отношения между потоком взвешенного органического углерода и глубиной обычно описываются единым степенным законом или рациональным уменьшением с глубиной, пересчитанным на первичную продукцию [1]. На основе карт среднегодовой первичной продукции арктических морей были рассчитаны

карты среднегодового потока  $C_{орг}$  на дно (рисунок) [2]. Поток органического углерода на дно рассчитывается с использованием эмпирической зависимости  $F_c = 33 \text{ ПП}/Z$ , где ПП – величина первичной продукции в столбе воды, а  $Z$  – глубина [3].

Исследования потоков литогенных и биогенных частиц с помощью долговременных (более года) седиментационных ловушек в северных высоких широтах еще очень редки и ограничены арктическими окраинными морями и субарктическими районами [4–10]. Метод седиментационных ловушек [11–12] позволяет достаточно уверенно определять придонные вертикальные потоки ( $\text{мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$ ) взвешенного органического углерода ( $C_{орг}$ ), несмотря на некоторые неопределенности в виде активной придонной гидродинамики, нефелойдных слоев и суточной миграции зоопланктона.

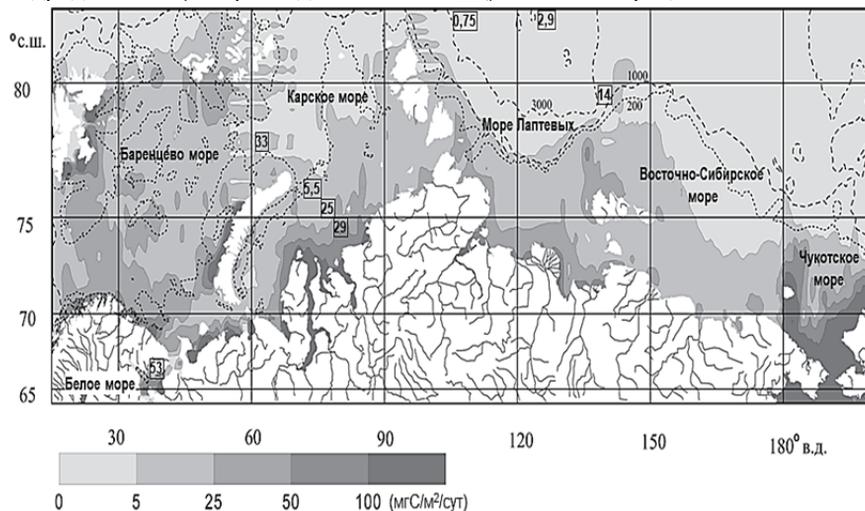


Рисунок. Карта-схема расчетного по первичной продукции среднегодового потока органического углерода ( $\text{мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$ ) на дно в Арктических морях России [2–3] в сопоставлении со среднегодовыми инструментальными данными седиментационных ловушек установленных в придонном горизонте, цифрами показано: Белое море  $53 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [8]; Баренцево море  $33 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [4]; Карское море  $5.5 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [14],  $25$  и  $29 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [13]; Море Лаптевых  $0.75 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [7],  $2.9 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [5],  $14 \text{ мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$  [6].

**Результаты и обсуждение.** Потери органического вещества (ОВ) в толще вод определяется разложением и оседанием детрита планктона, фекальных пеллет и различных новообразованных агрегатов (фрагменты растительного и животного происхождения населенные микрофлорой). Пеллетный транспорт является основным механизмом поступления

взвешенного ОВ на дно. Наиболее важную роль в активном биотранспорте играют фильтраторы зоопланктона, которые связывают тонкую взвесь в комки пеллеты, способствуют сохранению ОВ, его быстрому удалению из верхнего фотического слоя. При отсутствии такого механизма подавляющая часть взвешенного ОВ не могло бы проникнуть в глубины океана и войти в состав донных осадков. Активная вертикальная ежесуточная миграция фильтрующего зоопланктона является дополнительным механизмом транспорта, что способствует поступлению ОВ в глубины морей и океана. По некоторым оценкам скорость погружения пеллет варьирует от <10 до 2500 м в сутки, в среднем составляя 760 м/сут [3], т.е. на шельфе достаточно суток для поступления пеллет на дно. Таким образом, главными факторами, определяющими скорость оседания, являются размер пеллет, их плотность и глубина бассейна.

Взвешенное органическое вещество на 40–90% оседает в эстуарных зонах и на прилегающем шельфе, составляя основную долю потока на дно органического углерода, что подтверждается нашими многолетними исследованиями с помощью седиментационных ловушек в Белом и Баренцевом морях [4, 8] (рисунок).

Существующая особенность Карского моря в арктической экосистеме обусловлена поступлением наибольшего количества континентального стока, так р. Обь и Енисей переносят более 40% речного стока внутри всего Арктического бассейна. На шельфе Карского моря происходит активная геохимическая и биологическая трансформация вещества переносимого континентальным стоком, потоки органического углерода на дно постепенно уменьшаются от суши в мористую часть с 29 до 5.5 мгС/м<sup>2</sup>/сут (рисунок) [13–14].

Со временем часть осадков, обогащенных ОВ, под действием течений, гравитации и тектонических движений перезахоранивается в области нижней части континентального склона и его подножия. Это определяет высокое содержание ОВ на шельфе и континентальном склоне арктических морей (на примере моря Лаптевых) [5–7] (рисунок). Обычно считают, что дна достигает в среднем от 1 до 5% продукции фитопланктона [3].

В Северном Ледовитом океане особую роль играют Арктические моря России, накапливая органическое вещество преимущественно планктоногенного генезиса (Баренцево и Чукотское моря) и органическое вещество преимущественно терригенного генезиса (Белое, Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское моря) [3]. Устойчивость к разложению терригенного, речного и смешанного планктонно-терригенного и термоабразивного органического вещества, которое преобладает в морях Российской Арктики, определяет, что на единицу площади Арктических морей в донных осадках захоранивается более чем в два раза больше органического вещества, чем в среднем на шельфе Мирового океана [3].

**Выводы.** Для распределения взвешенного ОВ в морях Российской

Арктики характерны циркумконтинентальная и вертикальная зональности. Они выражаются в уменьшении концентрации и потоков ( $\text{мгС/м}^2/\text{сут}$ ) взвешенного органического углерода при переходе от приконтинентальных к пелагическим районам Северного Ледовитого океана, а так же от поверхностного фотического слоя к придонному на два порядка, что подтверждается инструментальными данными седиментационных ловушек и коррелирует с зональностью биопродукционных процессов.

Редкость и относительно большая неопределенность данных по годовым потокам органического углерода полученных методом седиментационных ловушек затрудняют точную оценку. Необходимы дополнительные наблюдения за потоками взвешенного органического углерода в более широком диапазоне экологических режимов, чтобы тщательно оценить и проверить расчетные результаты моделирования по первичной продукции и лучше понять процессы, контролирующие поток взвешенного органического углерода на глубину в океане.

Обработка материала выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00234-П. В рамках Государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0016 осуществлялась интерпретация полученных данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lutz M., Dunbar R., Caldeira K. Regional variability in the vertical flux of particulate organic carbon in the ocean interior // *Global biogeochemical cycles*. 2002. V. 16(3). P. 1037. doi:10.1029/2000GB001383
2. Vetrov A.A., Romankevich E.A. Primary production and fluxes of organic carbon to the seabed in the Eurasian arctic seas, 2003–2012 // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 454. P. 44–46. doi:10.1134/S1028334X14010073
3. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с. doi:10.34756/GEOS.2021.16.37857.
4. Agafonova E., Novichkova E., Novigatsky A., Kravchishina M., Klyuvitkin A., Bulokhov A. Diatom and Dinocyst Production, Composition and Flux from the Annual Cycle Sediment Trap Study in the Barents Sea // *Geosciences*. 2023. V. 13(1). doi:10.3390/geosciences13010001
5. Fahl K., Nöthig E. M. Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2007. V. 54(8). P. 1256–1272. doi:10.1016/j.dsr.2007.04.014
6. Lalonde C., Bélanger S., Fortier L. Impact of a decreasing sea ice cover on the vertical export of particulate organic carbon in the northern Laptev Sea, Siberian Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36(21). L21604. doi:10.1029/2009GL040570

7. Nöthig E-M, Lalande C, Fahl K, Metfies K, Salter I, Bauerfeind E. Annual cycle of downward particle fluxes on each side of the Gakkel Ridge in the central Arctic Ocean // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2020. V. 378(2181). P. 20190368. doi:10.1098/rsta.2019.0368
8. Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V. Sedimentogenesis in the White Sea: Vertical Fluxes of Suspended Particulate Matter and Absolute Masses of Bottom Sediments // *Oceanology*. 2020. V. 60. № 3. P. 372–383. doi:10.1134/S0001437020030078.
9. Honjo S., Krishfield R.A., Eglinton T.I., Manganini S.J., Kemp J.N., Doherty K., Hwang J., McKee T.K., Takizawa T. Biological pump processes in the cryopelagic and hemipelagic Arctic Ocean: Canada Basin and Chukchi Rise // *Progress in Oceanography*. 2010. V. 85(3–4). P. 137–170. doi:10.1016/j.pocean.2010.02.009
10. Forest A., Babin M., Stemmann L. et al. Ecosystem function and particle flux dynamics across the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea, Arctic Ocean): an integrative analysis of spatial variability and biophysical forcings // *Biogeosciences*. 2013. V. 10(5). P. 2833–2866. doi:10.5194/bg-10-2833-2013
11. Honjo S., Doherty K. W. Large aperture time-series sediment traps; design objectives, construction and application // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1988. V. 35(1). P. 133–149. doi:10.1016/0198-0149(88)90062-3
12. Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N. The MSL-110 small sediment trap // *Oceanology*. 2011. V. 51. № 4. P. 699–703. doi:10.1134/S0001437011040126.
13. Gaye B., Fahl K., Kodina L. A., Lahajnar N., Nagel B., Unger D., Gebhardt A.C. Particulate matter fluxes in the southern and central Kara Sea compared to sediments: Bulk fluxes, amino acids, stable carbon and nitrogen isotopes, sterols and fatty acids // *Continental Shelf Research*. 2007. V. 27(20). P. 2570–2594. doi:10.1016/j.csr.2007.07.0030
14. Drits A.V., Kravchishina M.D., Sukhanova I.N., Belyaev N.A., Karmanov V.A., Flint M.V. Seasonal Variability in the Sedimentary Matter Flux on the Shelf of the Northern Kara Sea // *Oceanology*. 2021. V. 61(6). P. 984–993. doi:10.1134/S0001437021060217

The studies have shown that the distribution of suspended organic carbon in the seas of the Russian Arctic is characterized by circumcontinental and vertical zonality. They are expressed in a decrease in the concentration and fluxes (mgC/m<sup>2</sup>/day) of suspended organic carbon in the transition from near-continental to pelagic areas of the Arctic Ocean, as well as from the surface photic layer to the bottom layer by two orders of magnitude, which is confirmed by instrumental data of sedimentation traps and correlates with the zonality of bioproduction processes.

**Новичкова Е.А.<sup>1</sup>, Якимова К.С.<sup>1</sup>, Ключевиткина Т.С.<sup>2</sup>,  
Лозинская Л.А.<sup>1</sup>, Чеховская М.П.<sup>1</sup>, Агафонова Е.А.<sup>1</sup>,  
Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>, Матуль А.Г.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
[enovichkova@ocean.ru](mailto:enovichkova@ocean.ru); <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В.  
Ломоносова, географический факультет, Москва)

**Придонная палеоциркуляция в районе хр. Книповича  
(Норвежское море) в позднем плейстоцене и голоцене**  
**Novichkova E.A.<sup>1</sup>, Yakimova K.S.<sup>1</sup>, Klyuvitkina T.S.<sup>2</sup>,  
Lozinskaya L.A.<sup>1</sup>, Chekhovskaya M.P.<sup>1</sup>, Agafonova E.A.<sup>1</sup>,  
Kravchishina M.D.<sup>1</sup>, Matul A.G.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University,  
Faculty of Geography, Moscow)

**The near-bottom paleocirculation in the Knipovich Ridge area  
(Norwegian Sea) in the Late Pleistocene and Holocene**

Ключевые слова: Норвежское море, гранулометрический состав осадков, фораминиферы, палеореконструкции, sortable silt

В мини-керне из Норвежского моря изучен гранулометрический состав донных осадков и определен средний размер минеральных частиц во фракции 10–63 мкм (“sortable silt”  $\overline{SS}$ ), являющийся являются надежным индикатором скоростей придонных палеотечений. Для района отбора колонки АМК-6150 установлено несколько эпизодов усиления палеоциркуляции, согласующихся с увеличением доли вида *Cibicides wuellerstorfi* в ассоциации бентосных фораминифер, как индикатора придонной гидродинамики, снижением доли «холодноводных» диатомей и повышением палеотемператур поверхностного слоя вод на фоне уменьшения вероятности появления сезонного ледового покрова, реконструированных по данным анализа цист динофлагеллят.

Результаты гранулометрического анализа донных осадков наряду с данными о среднем размере минеральных частиц фракции 10–63 мкм позволяют проследить изменения скоростей осадконакопления и деятельность придонных палеотечений [1, 2]. В настоящее время для Норвежско-Гренландского бассейна характерна относительно стабильная структура водной толщи, определяемая основными водными массами, и система поверхностных и придонных течений [3]. Благодаря постоянному водообмену между Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой через пролив Фрама, североатлантические водные массы перемещаются в полярные области, в то время как холодные полярные воды распространяются на юг, запуская механизм глобального термогалинного конвейера [4]. Особенности придонной циркуляции, повторяющей основные направления поверхностных течений, связаны со сложной

морфологией дна Норвежско-Гренландского бассейна, способствующей осадконакоплению в районах континентальной окраины и последующему выносу материала в глубоководные впадины [5, 6]. К резким изменениям интенсивности течений могут привести любые, даже незначительные климатические колебания в высоких широтах, уже неоднократно происходившие в прошлом [5]. Целью данного исследования являлось изучение взаимосвязи между интенсивностью придонной палеоциркуляции в районе хр. Книповича и известными климатическими событиями голоцена и позднего плейстоцена, реконструированными с помощью анализа микрофоссилий.

Колонка донных осадков АМК-6150 отобрана в районе хр. Книповича (74°46,813' с.ш., 08°26,052' в.д.) при помощи мультикорера Mini Mus K/MT 410 с глубины моря 3013 м в ходе 75-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2019 г [7]. Предварительный возраст осадков определен по результатам анализа фораминифер и составляет около 17 тыс. лет с предполагаемой границей начала голоцена на глубине 23–24 см. В интервале 23–0 см происходит увеличение общей численности фораминифер, смена доминантов и появление малочисленных видов [8]. Литологический анализ колонки выполнен по методу Безрукова-Лисицына [9] с использованием данных визуального описания на борту судна и с учетом гранулометрического состава осадков (рисунок).

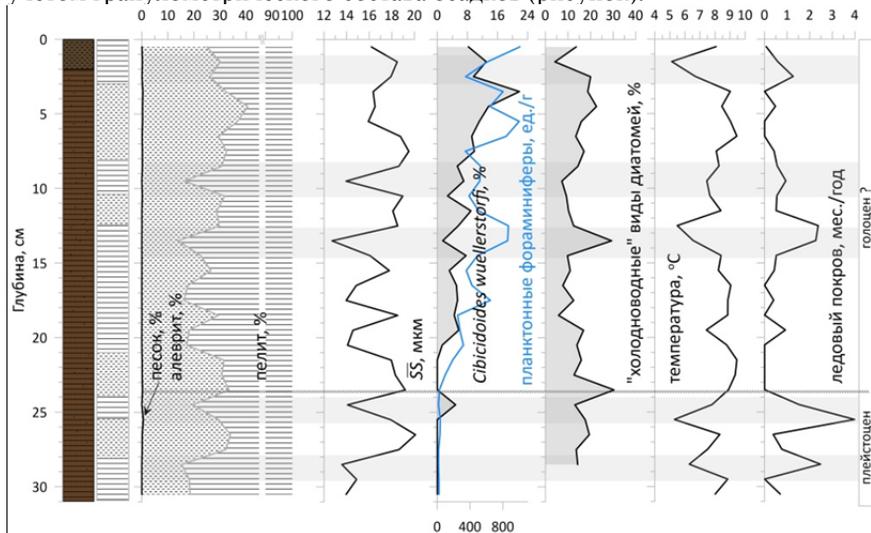


Рисунок. Литологический состав осадков согласно описанию на борту судна и после анализа его минеральной составляющей, результаты гранулометрического анализа, средний размер минеральных частиц во фракции 10–63 мкм ( $\overline{SS}$ ), распределение индикаторного вида бентосных фораминифер и концентраций планктонных видов, «холодноводных»

диатомей и результаты палеоокеанологических реконструкций по данным анализа диноцист. Серые полосы – предполагаемые этапы похолодания.

Гранулометрический анализ осадков выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300 (ИО РАН). Пробы были обработаны 10% HCl для удаления карбонатов и промыты до нейтрального pH. Далее в каждую пробу было добавлено 20 мл дистиллированной воды и 20 мл диспергатора – гексаметафосфата натрия (0.7%  $\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{18}$ ). Непосредственно перед измерением проба погружалась в ультразвуковую ванну на 10 минут, затем подвергалась воздействию ультразвука 1 минуту в устройстве ввода прибора. Три повторных измерения проводились при показателе поглощения лазерного излучения равном 0.120–0.140 и далее усреднялись при помощи скрипта (программного кода на языке R) в программе RStudio. Расчет статистических показателей (медиана, сортировка, моды) был выполнен в программном пакете Gradistat 9.1 по методу расчета [10]. Для определения статистик сортируемого алеврита из всего гранулометрического распределения были выделены размерные классы от 10 до 63 мкм и пересчитаны на 100%.

Методика микропалеонтологического анализа ассоциаций бентосных фораминифер, диноцист и диатомовых водорослей, а также палеореконокструкций параметров поверхностных водных масс (температура и продолжительность ледового покрова) подробно описана в [8].

В соответствии с литописанием колонки на борту судна установлено, что нижние 31–2 см осадка представлены карбонатным алевритистым илом темно-коричневого цвета (7.5YR 3/4), в то время как верхние два сантиметра осадка сложены обводненным биотурбированным алевритовым илом более светлого оттенка коричневого (10YR 3/3), вероятно, за счет поверхностного окисления (рисунок). Увеличение крупности осадка в верхнем слое обусловлено наличием мелких раковин фораминифер.

Данные гранулометрического анализа минеральной (бескарбонатной) составляющей осадка показали, что для колонки АМК-6150 характерно чередование прослоев алеврито-пелитового и пелитового ила с содержанием пелита (фракция <10 мкм) более 70% (рисунок). Тем не менее, изменение доли алевритовой (10–100 мкм) фракции осадка 15–40% указывает на изменение придонной гидродинамики в пределах местоположения колонки. Для количественной оценки деятельности придонных палеотечений был определен средний диаметр минеральных частиц фракции 10–63 мкм, так называемый “sortable silt” ( $\overline{SS}$  [1, 2]). Он изменяется по колонке в диапазоне от 13 до 20 мкм. Увеличение значений  $\overline{SS}$ , соответствующее, согласно теории [1], увеличению относительной скорости придонного палеотечения, происходило в алеврито-пелитовых прослоях 28–26, 24–21, 12.5–10.5 и 8–6 см. Для верхних 0–3 см

зависимости гранулометрического состава минеральной фракции от гидродинамики не рассматриваются в связи с биотурбированностью осадка и его сильной обводненностью.

Изучение распределения  $\overline{SS}$  в колонке показало, что его минимальные значения характерны для эпизодов похолодания и возможного появления сезонного ледового покрова, установленных по результатам анализа диноцист, в то время как максимальные соответствуют эпизодам повышения поверхностной температуры вод (рисунок). Следует отметить, что распределение содержания вида бентосных фораминифер *Cibicidoides wuellerstorfi*, являющегося индикатором усиления гидродинамической активности вод [11], не всегда полностью отражает изменения интенсивности палеотечений по данным  $\overline{SS}$ . Предполагаемые суровые условия позднего плейстоцена и раннего голоцена, скорее всего, ограничивали распространение данного вида в районе исследования, в то время как верхние горизонты осадка подвергались биотурбации. Тем не менее, для вероятного времени среднего голоцена характерно синхронное изменение доли *C. wuellerstorfi* и  $\overline{SS}$ . Согласно данным по содержанию в осадках «холодноводных» видов диатомовых водорослей, реакция планктонного сообщества, состоящего полностью из фотосинтезирующих видов (в отличие от ассоциации динофитовых), на изменения климатических параметров переходного периода проходила с некоторой задержкой во времени. Однако, повышение доли «холодноводных» диатомей в средней части колонки (13–15 см) совпадает с предполагаемым ослаблением придонной палеоциркуляции.

Таким образом, по данным гранулометрического состава минеральной фракции осадков установлено чередование алеврито-пелитовых и пелитовых прослоев в колонке АМК-6150. Увеличение крупности осадков наряду с повышением  $\overline{SS}$  в целом соответствует эпизодам потепления, определенным по составу микрофоссилий, и свидетельствует о вероятном изменении деятельности палеотечений в районе хр. Книповича в позднем плейстоцене и голоцене. Главной задачей для продолжения данного исследования является установление абсолютного возраста осадков методом ускорительной масс-спектрометрии и уточнение границ выделенных интервалов.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», всем участникам экспедиции, в особенности А.А. Клювиткину и Г.В. Малафееву за всестороннюю помощь. Особую благодарность мы выражаем Д.Г. Борису за помощь при работе с Р. Исследование выполнено по гранту РНФ № 21-17-00235 при дополнительной поддержке по теме госзаданий Минобрнауки № FMWE-2021-0006 (отбор проб осадков в экспедициях ИО РАН) и Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова № 121051100135-0 (микроскопные исследования диноцист).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 593–610.
2. McCave I.N., Hall I.R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 10. Q10NN05.
3. Blindheim J., Østerhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features // *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*. 2005. V. 158. P. 11–37.
4. Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // *Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы*. М.: Моск. Отд. Гидрометеоиздата, 1984. С. 125–129.
5. Rumohr J., Blaume F., Erlenkeuse H. et al. Records and processes of near-bottom sediment transport along the Norwegian-Greenland sea margins during Holocene and Late Weichselian (Termination I) Times // *The Northern North Atlantic / Schäfer P., Ritzrau W., Schlüter M., Thiede J. (Eds.)*. Berlin: Springer, 2001. P. 155–178.
6. Laberg J.S., Vorren T.O., Kenyon N.H., Ivanov M. Frequency and triggering mechanisms of submarine landslides of the North Norwegian Continental Margin // *Nor. Geol. Tidsskr.* 2006. V. 86. P. 155–161.
7. Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.
8. Клювиткина Т.С., Агафонова Е.А., Новичкова Е.А. и др. Условия осадконакопления в районе хребта Книповича (Норвежское море) в голоцене по данным анализа микрофоссилий в осадках колонки АМК-6150 // *Вестник МГУ. Серия «География»*. 2023. В печати.
9. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // *Геологические исследования в Дальневосточных морях*. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
10. Folk R.L., Ward W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1957. V. 27. P. 3–26.
11. Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M.A. et al. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000<sup>14</sup>C yr BP // *Quaternary Research*. 2007. V. 67. P. 100–114.

Several episodes of intensified of paleocurrents were found, consistent with an increase in the proportion of *Cibicoides wuellerstorfi* in the benthic foraminifer assemblage as an indicator of near-bottom hydrodynamics. Increased hydrodynamics occurred against a trend of decrease of "cold water" diatoms, and an increase in surface water paleotemperatures with a decrease of seasonal ice cover, reconstructed from dinoflagellate cyst.

**Овсепян Е.А.<sup>1</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1,2</sup>, Овсепян Я.С.<sup>1,3</sup>,  
Алиев Р.А.<sup>4</sup>, Джин Я.К.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия e-mail: eovseryan@ocean.ru; <sup>2</sup>Балтийский Федеральный Университет им. И. Канта, г. Калининград, Россия; <sup>3</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия; <sup>4</sup>Национальный Исследовательский Университет «Высшая Школа Экономики», г. Москва, Россия; <sup>5</sup>Корейский институт полярных исследований, г. Инчхон, Республика Корея)

## **Механизмы осадконакопления в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря по гранулометрическим данным**

**Ovseryan E.A.<sup>1</sup>, Dorokhova E.V.<sup>1,2</sup>, Ovseryan Ya.S.<sup>1,3</sup>,  
Aliiev R.A.<sup>4</sup>, Jin Y.K.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia; <sup>3</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia; <sup>4</sup>HSE University, Faculty of Geography and Geoinformation Technology, Moscow, Russia; <sup>5</sup>Korea Polar Research Institute, Incheon, Republic of Korea)

## **Mechanisms of sedimentation in the northeastern part of the East Siberian Sea based on grain-size data**

Ключевые слова: моделирование конечных элементов, подледная седиментация, вечная мерзлота, придонные течения, криогенные толщи

Результаты гранулометрических анализов и моделирования конечных элементов показали, что в течение позднего голоцена осадконакопление в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря и на прилегающей верхней части континентального склона контролировалось тремя основными механизмами. К ним относятся длительная подледная седиментация, сортировка осадка придонными течениями и перенос в толще воды твердого осадочного материала, поступающего в бассейн в результате термоабразии криогенных толщ и речного стока. При этом вклад каждого процесса зависит от глубины моря и удаленности станций отбора проб от берега.

Восточно-Сибирское море является одним из наименее изученных районов Арктики в силу суровых ледовых условий и удаленности от крупных портов. Проведенные ранее гранулометрические исследования показали, что дно северной части Восточно-Сибирского моря покрыто преимущественно тонкозернистыми осадками, их химический состав указывает на источники поступления материала, как показано в предыдущих исследованиях, например, [1]. Однако о процессах осадконакопления известно не так много.

Пробы донных осадков были отобраны мультикорером на 16-ти станциях, расположенные в диапазоне глубин (43–1261 м), в северо-

западной части Восточно-Сибирского моря и на прилегающей верхней части континентального склона в ходе экспедиции НИС «Агаон» в 2018 и 2019 гг. Образцы были заморожены на борту судна и хранились при температуре  $-20^{\circ}\text{C}$ , а затем высушивались в лиофильной сушке в лаборатории. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{CaCO}_3$  определялось на анализаторе TOC-L (Shimadzu, Япония) в Институте океанологии РАН (ИО РАН). Гранулометрический анализ образцов выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD 2300 (Shimadzu, Япония) также в ИО РАН. Анализы натурального осадка выполнялись без предварительного удаления карбоната кальция и биогенного опала вследствие крайне низкого содержания этих компонентов в осадках района исследования. Согласно полученным данным, изученные осадки представлены главным образом глинистым сiltом и сiltом, однако, на двух станциях с внешнего шельфа встречается и песчанистый сilt. Анализ кривых гранулометрических распределений показал, что осадки шельфа и верхней части континентального склона характеризуются бимодальными и полимодальными распределениями, в то время как для глубоководной станции (1261 м) типичны одномодальные гранулометрические распределения.

Для изучения вклада разных процессов осадконакопления в формирование гранулометрического состава осадка выполнено разделение непрерывных функций гранулометрических распределений на отдельные составляющие методом конечных элементов (end-member modeling). Разделение непрерывных функций гранулометрических распределений выявило смешивание трех конечных элементов (КЭ) в реальном гранулометрическом составе осадка. Одномодальный симметричный КЭ1 с модой в области тонкого сilta (3 мкм) характеризует подледную седиментацию при очень низких скоростях придонных течений или их отсутствии. По гранулометрическому составу КЭ1 близок к осадкам “Type III”, выделенным Д.Л. Кларком и А. Хенсоном в глубоководных районах высокой Арктики [2].

Симметричный КЭ2 с модой на 7 мкм отражает процесс сортировки донного осадка слабыми придонными течениями или перенос осадка нефелоидными потоками в толще воды. В пользу гипотезы переноса нефелоидными потоками свидетельствуют данные, полученные для моря Бофорта [3, 4]. Согласно результатам исследований в Канадской Арктике, мода гранулометрической популяции, переносимой нефелоидными потоками, составляет 4–5 мкм, что, однако, несколько меньше моды полученного нами КЭ2. Другим механизмом, обусловившим формирование КЭ2, могло быть накопление осадка под действием компенсационного придонного течения, возникающего в районе внешнего шельфа в результате апвеллинга трансформированных атлантических вод в ответ на вынос поверхностных вод в Арктический бассейн. Этот феномен был ранее описан

в море Лаптевых, море Бофорта, а также Баренцевом море. В силу отсутствия натуральных измерений силы и частоты возникающих компенсационных течений в Восточно-Сибирском море, наша интерпретация КЭЗ несколько спекулятивна.

Бимодальный слабо сортированный КЭЗ с модами в области 30 и 3 мкм практически точно повторяет гранулометрические распределения терригенного материала внутри криогенных толщ, широко распространенных на Яно-Индибирской и Колымской низменностях на западном побережье Восточно-Сибирского моря [5]. Вероятно, эта гранулометрическая популяция поступает в осадки Восточно-Сибирского моря в результате речного стока, а также термоабразии берегов. Согласно нашим оценкам, около 50% осадков внешнего шельфа сложено КЭЗ, то есть материалом из криогенных толщ. Этот вывод подтверждается независимыми исследованиями, согласно которым 55.7% осадков Восточно-Сибирского моря состоят из материала, поступающего в результате разрушения наземной вечной мерзлоты.

Измерения активности радионуклидов проводилось в трех колонках донных осадков: St. 08 (43 м, внешний шельф), St. 13 (123 м, бровка шельфа), St. 15 (370 м, верхняя часть континентального склона). Полуценные скорости осадконакопления в целом соответствуют ранее опубликованным оценкам. Уменьшение крупности осадка вверх по разрезу установлено практически во всех изученных разрезах. Вероятно, оно свидетельствует о похолодании климата и сокращении выноса наиболее крупнозернистых продуктов разрушения вечной мерзлоты.

Работа выполнена в рамках проекта РФФ № 22-27-00566.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sattarova V., Astakhov A., Aksentov K., Shi X., Hu L., Liu Y., Polyakov D., Alatorsev A., Kolesnik O. Geochemistry of the Laptev and East Siberian seas sediments with emphasis on rare-earth elements: Application for sediment sources and paleoceanography // *Cont. Shelf Res.* 2023. V. 254. 104907. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104907>
2. Clark D.L., Hanson A. Central Arctic Ocean Sediment Texture: A Key to Ice Transport Mechanisms // *Glacial-Marine Sedimentation / Molnia B.F. (Ed.)*, Boston, MA: Springer US 1983. P. 301–330
3. Deschamps C., Montero-Serrano J., St-Onge G. Sediment Provenance Changes in the Western Arctic Ocean in Response to Ice Rafting, Sea Level, and Oceanic Circulation Variations Since the Last Deglaciation // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2018. V. 19. P. 2147–2165.
4. Darby D.A., Ortiz J., Polyak L., Lund S., Jakobsson M., Woodgate R.A. The role of currents and sea ice in both slowly deposited central Arctic and rapidly deposited Chukchi–Alaskan margin sediments // *Glob. Planet. Change.* 2009. V.

68. P. 58–72.

5. Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S., Borchers A., Davydov S.P. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2012. V. 26. 2011GB004104.

Grain-size analyses and end-member modeling analysis indicate that cross-shelf transport of slightly transformed sedimentary material from the eroded coastal Late Pleistocene Ice Complex deposits, sorting clastic particles by the upwelled Atlantic-derived water and vertical material settlement beneath sea ice cover are the main processes affecting sedimentation in the middle-outer shelf of the East Siberian Sea and the upper continental slope. Relative contribution of each process seems to be depended from the water depth and the remoteness of site location from the coastline.

**Пижанкова Е.И., Гаврилов А.В.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, e-mail: [pizhankova@yandex.ru](mailto:pizhankova@yandex.ru))

**Криосфера арктических шельфовых морей и свойственные ей современные геологические процессы и явления**

**Pizhankova E.I., Gavrilov A.V.**

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow)

**Cryosphere of the Arctic shelf seas and modern geological processes and phenomena characteristic of it**

Ключевые слова: данные дистанционного зондирования, термоабразия, ледовитость, размыв и наращивание берегов, новообразование островов, морозобойное растрескивание.

Целью исследований являлась характеристика современных криогенных процессов, распространенных на шельфе и в береговой зоне арктических морей. Выявлена активизация разнонаправленных береговых процессов – термоабразии и аккумуляции – и новообразование малых островов в связи с современным потеплением климата и сокращением ледовитости.

Криосфера арктических морей весьма труднодоступна для исследований прямыми методами. Это особенно характерно для восточного сектора Российской Арктики. В последнее время все шире используются геофизические методы, применяемые с борта научно-исследовательских судов. Интерпретация получаемых при этом данных позволяет судить о состоянии, характере распространения и глубине залегания верхней границы многолетнемерзлых пород, а также фиксировать нижнюю границу газогидратных толщ. Однако современные геологические процессы и явления наилучшим образом фиксируются на данных дистанционного зондирования. К ним относятся гляциальные, ледовые и криогенные процессы.

Для береговой зоны и шельфа арктических морей характерны термоабразия, термоденудация, термопросадки, ледовая экзарация, донная термоабразия, бульдозерное перемещение и аккумуляция осадков и их синкриогенное промерзание, погребение морских льдов морскими осадками, а также процессы деградации реликтовых мерзлых пород, субмаринный криодиогенез, газогидратный криолитоогенез, формирование пингоподобных структур. Наиболее ярко выраженным процессом является отступление берегов, сложенных льдистыми дисперсными породами, вследствие термоденудации и термоабразии.

Современное потепление климата выражено в тренде изменения среднегодовых температур воздуха. Так, для Пролива Санникова в XX веке были характерны температуры воздуха  $-15.3^{\circ}\text{C}$ , а за период 2000 по 2022 гг.

среднегодовая температура составила  $-13.0^{\circ}\text{C}$  [1]. Анализ ледовитости арктических морей России [2], также выявил положительный тренд ее сокращения после 2000 г.

Район исследований включает акваторию морей Карского, Лаптевых и западную часть Восточно-Сибирского моря. Основными методами исследований являлось дешифрирование аэрокосмических снимков различных периодов съемки, охвата и разрешения. Кроме дистанционных данных привлекались топографические и геологические карты, материалы более ранних геокриологических исследований и исторические сведения. Разновременные космические снимки со спутников Landsat-5, 7, 8 и Sentinel-2, фиксируют состояние береговой зоны и островов в период с середины 1970-х годов по настоящее время. Наличие архивных аэрофотоснимков (АФС) позволяет оценить динамику берегов за различные временные интервалы, выявить тенденции развития этого процесса и охарактеризовать литолого-фациальные факторы его развития. Для изучения ландшафтных условий береговой зоны наилучший результат дают спутниковые снимки высокого пространственного разрешения GeoEye, WorldView-2,4, образующие глобальное покрытие Esri World Imagery [3].

В Карском море процесс размыва берегов прослежен и оценен для островов Визе, Уединения, Свердруп, Воронина, а также ледниковой шапки о. Ушакова [4]. У острова Визе в конце XX века все берега острова были стабильны. В XXI веке отступление размываемых (выступающих) участков берега достигало 150–300 м за 20-летний период, а скорости – 7 м/год. Скорость уменьшения площади острова Ушакова, существенно увеличилась с начала 2000-х гг. Отступление кромки ледяного уступа за 1986–2002 гг. составляло 2 м/год, а за 2002–2021 гг. – 42 м/год (из них ~ 57 м/год за последние 5 лет). Эти процессы объясняются сокращением ледовитости морей, фиксирующемся на разновременных космических снимках: в XX веке берега этих островов даже в летний период часто блокировались припайными льдами, а в XXI веке значительную часть лета прибрежная акватория свободна ото льда.

В море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского для островов Бол. и Мал. Ляховские, берега Ойгосский Яр по результатам сравнения космических снимков за 2000 и 2013 гг. и АФС 1951–52 гг. установлено увеличение скоростей отступления берегов в 1.3–2.9 раза с 2.4–4.3 м/год до 4.4–9.4 м/год, местами достигающих 11.6 м/год [2].

Существенно большие различия в скоростях отступления берегов выявлены для о. Новая Сибирь при сравнении спутниковых снимков (Landsat-7 и Landsat-8) за 2002 и 2023 гг. с АФС 1952 г. (табл. 1). Наибольшие скорости отступления берегов зафиксированы для аллювиально-морской террасы на западе острова и дельты р. Надежной на юге, где они составили более 20 м/год, что превысило скорости размыва в XX веке почти в 9 раз. В тех местах, где в берега сложены сильнотландистыми

породами (юго-западное, юго-восточное и восточное побережья) скорости составили 7.5–10 м/год, что превысило скорости отступления XX в. в 2.1–3.6 раз.

Таблица 1. Изменение площади о. Новая Сибирь по результатам сравнения разновременных дистанционных данных

Годы	Площадь, км <sup>2</sup>	Сокращение площади, км <sup>2</sup>	Скорость изменения площади, км <sup>2</sup> /год
1952	6296.7		
2002	6262	34.7	0.7
2023	6209	53	2.5

Помимо размыва льдистых берегов в береговой зоне происходит их наращивание, изменение положения и конфигурации, сопровождаемое синкриогенезом. Величина переформирования и перемещения береговой линии, для о. Новая Сибирь за 2002–2023 гг. составила 0.5–1 км. В Печорской губе для островов Гуляевские Кошки и в береговой зоне западного Ямала в заливе Вэбаркапах перемещение береговой линии в первом случае составило 0.8–1 км, во втором 0.3–0.5 км за период с 1987 по 2020 гг.

Новообразование островов и сокращение глубин моря на мелководьях на месте размытых останцов ледового комплекса позднего неоплейстоцена проявлено в море Лаптевых и западе Восточно-Сибирского [5], и фиксируется даже на мелкомасштабных снимках (Terra/MODIS) во время сгонов (по бурунам на мелководьях), а также в период ледостава на местах посадки стамух. Характерна приуроченность новообразованного острова Яя, а также малых о-вов Наносный, Затопляемый, Лейкина, банок Нерпа, Опасная и др. к положительным морфоструктурам. Таким образом, в эпоху современного потепления климата и падения ледовитости происходит как активизация термоабразии и термоденудации берегов, термопросадок и донной термоабразии, так и аккумуляция, когда термоабразионный профиль подводного берегового склона трансформируется в аккумулятивный.

Одним из распространенных криогенных процессов является морозобойное растрескивание с формированием повторно-жильных льдов. Выявление проявлений этого процесса на островах арктического шельфа осуществлялось по снимкам высокого пространственного разрешения, образующих глобальное покрытие Esri World Imagery. По ним фиксируется практически повсеместное развитие полигонального микрорельефа плейстоценового возраста с размерами полигонов 10–12 м и голоценового (50–100 м) на современных аккумулятивных образованиях.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. <http://www.pogodaiklimat.ru/history/21535.htm>
2. Пижанкова Е.И. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 51–64.
3. <https://bestmaps.ru/map/esri/sat/>
4. Пижанкова Е.И., Балдина Е.А., Гаврилов А.В., Кучейко А.А. Исследование геоморфологии малых арктических островов с использованием дистанционных данных // Сборник материалов XXIX береговой конференции «Натурные и теоретические исследования – в практику берегопользования». Калининград, 2022. С. 325–327.
5. Гаврилов А.В., Пижанкова Е.И. Динамика природной обстановки и морфолитогенез на мелководьях шельфа Восточно-Сибирской Арктики // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 3. С. 3–21.

The purpose of the research was to characterize modern cryogenic processes widespread on the shelf and in the coastal zone of the Arctic seas. The activation of multidirectional coastal processes – thermal abrasion and accumulation - and the new formation of small islands in connection with modern climate warming and a decrease in ice coverage have been revealed.

**Полтавская Н.А.<sup>1</sup>, Гершелис Е.В.<sup>1</sup>, Гусева Н.В.<sup>1</sup>,  
Чаркин А.Н.<sup>2</sup>, Ярошук Е.И.<sup>2</sup>, Семилетов И.П.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, г. Томск, e-mail: geoikigai@tpu.ru; <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

## **Концентрации тяжелых металлов в донных осадках Чаунской губы (Восточно-Сибирское море)**

**Poltavskaya N.A.<sup>1</sup>, Gershelis E.V.<sup>1</sup>, Guseva N.V.<sup>1</sup>,  
Charkin A.N.<sup>2</sup>, Yaroschuk E.I.<sup>2</sup>, Semiletov I.P.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk; <sup>2</sup>Pacific Oceanological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

## **Composition of trace elements in bottom sediments of the Chaunskaya Bay (East Siberian Sea)**

Ключевые слова: тяжелые металлы, донные осадки, гранулометрический состав, Чаунская губа, Восточно-Сибирское море, Арктика

В донных осадках полузамкнутой акватории Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) были исследованы концентрации тяжелых металлов (Cr, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Pb, Fe). Результаты масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, а также инструментально-нейтронного активационного анализа показали, что на химический состав отложений, вероятно, оказал речной сток, термоабразия и абразия береговой зоны. Мы также не исключаем влияние антропогенного фактора на повышенную концентрацию As вблизи портового города Певек.

Настоящее исследование было проведено для получения всесторонней картины геохимической и экологической обстановки, действующей на Восточно-Сибирском Арктическом шельфе. Мы сфокусировались на Чаунской губе – полузамкнутой акватории Восточно-Сибирского моря (ВСМ). ВСМ является малоизученным и наиболее труднодоступным морем среди арктических морей [1]. Чаунская губа находится на периферии двух биогеохимических провинций ВСМ, где с западной части идет разгрузка крупного речного стока и продуктов береговой эрозии (западная биогеохимическая провинция – ЗБП), с востока идет приток высокопродуктивных тихоокеанских вод (восточная биогеохимическая провинция – ВПБ) [2]. Исследование тяжелых металлов позволит нам оценить региональные геохимические особенности донных осадков, определить источники различных химических элементов и выявить закономерности во взаимосвязи элемента и особенностей условий его среды обитания. Всего было исследовано и обработано 51 проба донных осадков Чаунской губы, отобранных в ходе комплексной научно-морской исследовательской экспедиции на НИС «Академик Опарин» в сентябре-октябре 2020 г. В результате исследований было выявлены концентрации

таких металлов, как Cr, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Pb методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Также полученные данные были дополнены результатами для Fe методом инструментально нейтронно-активационного анализа на исследовательском Томском ядерном реакторе ИРТ-Т в вертикальном канале с плотностью потока тепловых нейтронов  $4.5 \cdot 10^{13}$  нейтрон/см<sup>2</sup>сек. В качестве кларка концентраций мы использовали значения по данным [3] для глубоководных глин; мы также использовали значения для среднего состава морских отложений по данным [4]. Наряду с геохимическими данными мы определили гранулометрический состав с целью уточнения седиментационной обстановки. Анализ выполнялся на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 NanoТес (Fritsch, Германия). Размерная типизация осадков проводилась на основе трехкомпонентной классификации, основанной на работе Ф. Шепарда [5].

Результаты гранулометрического анализа показали, что осадочный материал Чаунской губы на 47% состоит из алеврита, почти на 32% пелитового алеврита, на 10% из песка и почти на 11% из глины. Как уже отмечалась ранее в наших работах [6], состав осадочного материала в Чаунской губе в северо-западной части сложен преимущественной песчаным материалом, так как район подвержен влиянию термоабразионных процессов со стороны о. Аойн. Также не исключается и влияние речного аллювиального потока с южной и юго-восточной части Чаунской губы. Наличие дисперсных пелитов в центральной части залива обусловлено формированием осадочного материала в стабильных подледных условиях [6].

Значения концентрации металлов Cr, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Fe и Pb в осадке в среднем составляли 47, 33, 16, 82, 47, 1, 34698 и 18 мг/кг сухой массы. В районе гидродинамической разгрузки речного стока в южной части Чаунской губы были зафиксированы максимальные концентрации Cd и Pb. Пространственное распределение Zn было таким же, как и Cu, Cr. Сравнение средних концентраций микроэлементов в настоящей работе с ранее опубликованными данными для ВСМ [7] показали, что значения концентрации As для средних значений почти в два раза превышают значения ВСМ, 47 мг/кг при 21.38 мг/кг соответственно. Однако локально показания As в районе пролива Певек достигали 322 мг/кг, что почти в 25 раз превышает показания кларка для глубоководных глин и глинистого сланца по данным [3, 4] и в 15 раз превышает показания [7]. Остальные элементы не превышают значений кларка концентраций по данным [3, 4]. Получив картину пространственного распределения концентраций основных тяжелых металлов можно сделать вывод о том, что основное влияние на химический состав отложений, вероятно, оказал речной сток, термоабразия и абразия береговой зоны. Мы также не исключаем влияние антропогенного фактора на повышенную концентрацию As вблизи портового города Певек.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №23-77-10002).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гресов А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения // Угледетановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока. Владивосток: Дальнаука, 2012. Т. II. 468 с.
2. Semiletov I., Dudarev O., Luchin V., Charkin A., Shin K.H., Tanaka N. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. P. 1–5.
3. Склярв Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е.В. Склярва. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
4. Y.-H. Li, Schoonmaker J.E. Early diagenesis and accumulation of redox-sensitive elements in East Siberian Arctic Shelves // *Chemical Composition and Mineralogy of Marine Sediments*. 2003. V. 7. P. 1–35.
5. Shepard F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1954. V. 24. P. 151–158.
6. Полтавская Н.А., Гершелис Е.В., Оберемок И.А. и др. Особенности состава органического вещества донных осадков Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) // *Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. Инжиниринг георесурсов / Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ)*. 2023. Т. 334. № 2. С. 130–146.
7. Sattarova V., Aksentov K., Astakhov A., Shi X., Hu L., Alatorsev A., Mariash A., Yaroshchuk E. Trace metals in surface sediments from the Laptev and East Siberian Seas: Levels, enrichment, contamination assessment, and sources // *Marine Pollution Bulletin*. 2021. V. 173. P. A.

Concentrations of trace metals (Cr, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Pb, Fe) were studied in the bottom sediments of the Chaunskaya Bay (East Siberian Sea). The results of inductively coupled plasma mass spectrometry and instrumental neutron activation analysis showed that the chemical composition of the sediments was probably influenced by river runoff, thermal abrasion and abrasion of the coastal zone. We also do not exclude the influence of anthropogenic factors on the increased concentration of As near the port city of Pevek.

## **Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И.**

(Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ФГБУ "ВНИИОкеангеология"), г. Санкт-Петербург; Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «ААНИИ»), г. Санкт-Петербург, e-mail: [4elenapopova@gmail.com](mailto:4elenapopova@gmail.com) )

### **Геологические исследования в экспедиции «Северный Полюс-41»: полевые методы и первые результаты**

#### **Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I.**

(Gramberg All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIO), St. Petersburg; Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), St. Petersburg)

### **Geological research in the expedition "North Pole-41": field methods and first results**

Ключевые слова: морские донные осадки, литология, донно-каменный материал, хребет Ломоносова, котловина Амундсена, центральная Арктика, Северный Ледовитый океан

Представлена общая информация о геологических работах в экспедиции «Северный Полюс-41» и некоторые предварительные результаты: литологическое строение осадков в колонках, отобранных на различных структурах, предварительная возрастная модель (хр. Ломоносова), данные по донно-каменному материалу (псефитам).

Центральная часть Северного Ледовитого океана – актуальный предмет исследований по причине затрудненного доступа к ней из-за круглогодичного ледяного покрова. Новое судно «Северный Полюс» позволяет добраться до центральной Арктики и проводить там исследования, поскольку оно создано для дрейфа во льдах. В данной работе раскрываются некоторые аспекты работы ученых геологической группы на борту этого судна в рамках его первой экспедиции «Северный полюс-41» ФГБУ «ААНИИ».

Дрейф проходил через крупные структуры на дне океана, это позволило изучить, например, хребет Ломоносова, бассейн Амундсена и хребет Гаккеля на нескольких широтах; в конце лета 2023 г. платформа находилась к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа близ шельфового склона. К 28 августа 2023 г. выполнено 135 станций донного опробования (рис. 1).

Материал был отобран при помощи бокс-корера (50x50x70 см) и гравитационной трубки длиной 6 м, а также драг; пробоотборники опускались в воду через майну за кормой. Предварительный вещественный состав осадков определялся на борту в смерслайдах и отмывках грубой

фракции ( $\geq 63$  мкм). Все частицы размером  $\geq 10$  мм извлекались и были изучены на предмет размера, формы и состава. На борту отбирались образцы осадков для проведения в лабораториях на суше необходимых видов анализа, таких как гранулометрический, минералогический, микрофаунистический, s и другие. Некоторые геохимические виды анализа проводились на борту при помощи газового хроматографа и спектрофлуориметра. По возможности во всех длинных колонках измерителем MS2E (Bartington) определялась магнитная восприимчивость. На протяжении всего дрейфа записывался профиль дна при помощи глубинного параметрического профилографа PARASOUND P70 ICE (Teledyne Marine, США).

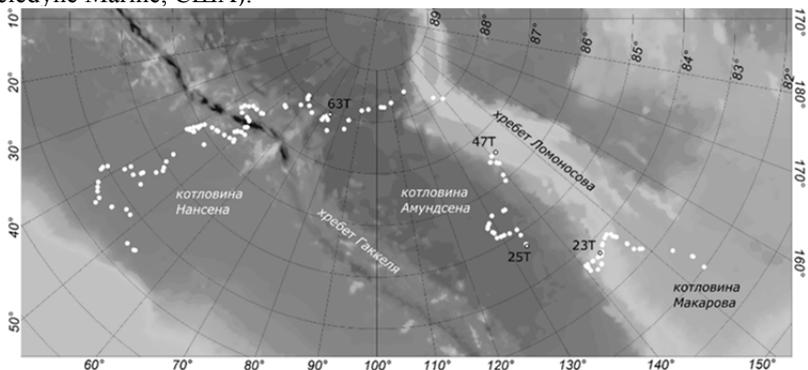


Рисунок 1. Схема расположения геологических станций

В южной части хр. Ломоносова ( $83^\circ$  с.ш.) осадки сложены слоями коричневого, бежевого и оливкового и алевропелита и пелита с редкой примесью песка (рис. 2). Слои серо-оливкового оттенка с пористой («творожистой») текстурой и повышенным содержанием грубозернистых частиц и комочков осадков в колонках с вершины и восточного склона хребта отмечаются на 100–180 см, в колонках западного склона – на 250–380 см. В нижней части нескольких колонок на вершине хребта в южной части обнаружен слой насыщенно-серого алевропелита, подстилаемый зеленоватым алевропелитом с темными пятнами; также там замечен тонкий слой грубозернистого материала персикового цвета. Осадки в северной части хр. Ломоносова ( $85$ – $88^\circ$  с.ш.) отличаются более мощным пористым слоем, подстилаемым серым грубозернистым материалом, содержащим включения угля и обгоревшей древесины, и чередованием в нижней части слоев оливкового массивного пелита и коричневого биотурбированного алевропелита; также здесь наблюдается тонкий прослой розовато-персикового материала.

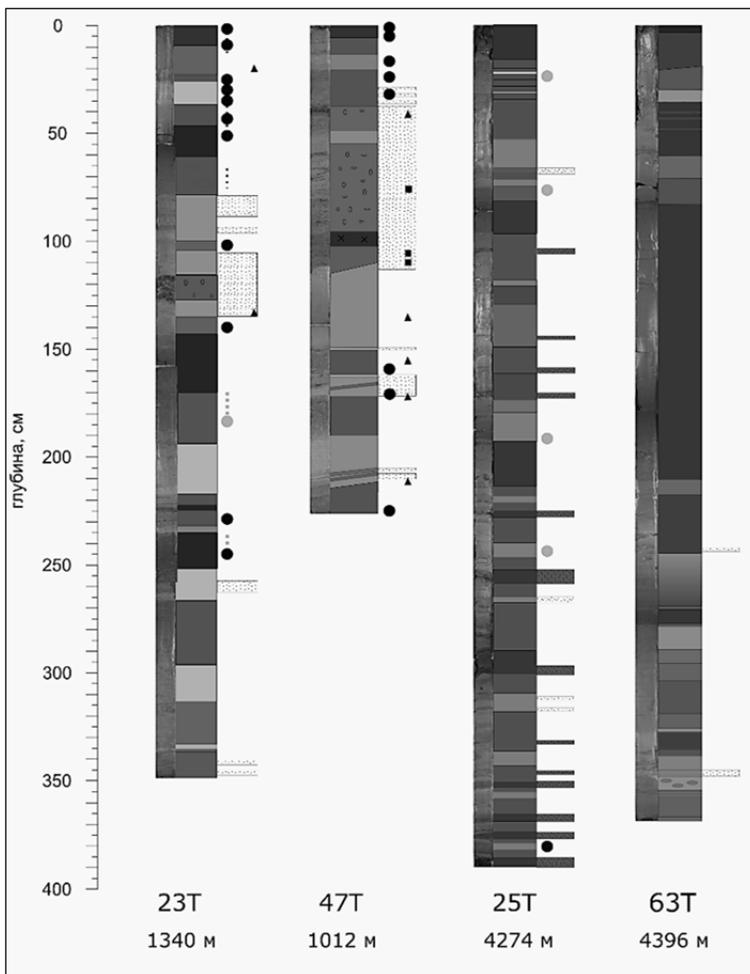


Рисунок 2. Литологическое строение некоторых колонок, снизу приведены номер станции и глубина отбора. Черными кругами обозначены места нахождения карбонатных фораминифер и кокколитофорид в смерслайдах, серыми кругами – агглютированных микрофоссилий в смерслайдах, пунктиром – интервалы проб, в грубой фракции которых ( $> 63$  мкм) найдены карбонатные и агглютированные фораминиферы (в колонке 63Т не проводилось изучение состава), черными треугольниками – обломки размером примерно 0.5 см и более, прямоугольниками с точками – слои с повышенным содержанием песка. Насыщенность заливки отражает интенсивность цвета осадка.

Верхние сантиметры осадков из котловины Амундсена в районе 85° с.ш. близ хр. Ломоносова представлены коричневым алевропелитом, иногда с примесью песка, затем наблюдается слой со слойчатой текстурой, сходный с таковым в нижней части некоторых колонок с хр. Ломоносова, либо слои рыжеватого алевропелита и песчано-алевропелита, отличающиеся очень высокой плотностью и наличием оранжевых вкраплений (похож на захороненный окисленный слой). Ниже колонки в основном представлены чередующимися слоями светло- и темно-серого и оливкового пелита, при этом в оливковых слоях часто встречаются остатки агглютинированной и карбонатной микрофауны, а тонкозернистые серые слои часто перемежаются прослойками грубозернистого материала разной мощности. Этот слой примечателен запахом серы и способностью уплотняться при физическом контакте. Интересно, что состав грубой фракции (>63 мкм) данного слоя достаточно однообразен и представлен по большей части слюдами и остатками растений – компонентами, отличающимися плоской формой и низкой плотностью. Часто повторяющиеся циклы чередования тонкозернистых и грубозернистых слоев в колонках из котловины Амундсена говорят о влиянии турбидитов на осадконакопление. Строение колонок, отобранных в котловине Амундсена западнее и севернее (ближе к хр. Гаккеля в районе 87–88° с.ш.) отличается наличием до трех слоев материала розоватого оттенка и мощных слоев массивного темно-серого пелита, описанным там же и в экспедиции ARK-VIII/3 [1].

Для создания предварительной возрастной модели для колонок, отобранных на хр. Ломоносова была проведена корреляция кернов с датированными ранее колонками на основе данных о литологическом строении и магнитной восприимчивости. В южной части хребта использовались данные по колонкам PS87/079-1 [2] и PS2757-8 [3], в северной – PS2185 [1, 4]. Наиболее древний обнаруженный контакт – МИС 6/5, в колонках на юге хребта отмечен на 320 см, на севере – на 250 см; длина колонок в северной части хребта не превышала 270 см, что не позволило вскрыть более древние слои. Мощность литологических слоев уменьшается при движении на север по причине снижения скоростей осадконакопления либо более активной эрозии придонными течениями в северной части хребта.

К концу августа 2023 г. отобрано не менее 726 псефитов – грубозернистых обломков. Большой объем материала, отбираемого бокс-корером, позволил провести количественный и качественный анализ псефитов из 13 колонок, слагающих профиль поперек хребта Ломоносова в районе 83° с.ш. Псефиты достаточно небольшие – их размер по наибольшему измерению редко превышает 2 см (максимальный размер – 6 см). Обломки в количестве 164 штук распределены неравномерно как вдоль профиля, так и в пределах разрезов. В колонках, расположенных на восточном склоне и вершине хребта, наблюдается стабильно высокое

содержание псефитов (от 11 до 25), в то время как на западном склоне их количество не превышает двух образцов в бокс-корере. Рассмотрение распределения частиц вдоль колонки позволяет отметить повышенное содержание псефитов в подповерхностных слоях, не представленных в осадках на западном склоне хребта при тех же длинах колонок, чем и объясняется обедненность псефитами здесь.

Качественный состав материала разнообразен: карбонатные породы (доломит и известняк) составляют 32% материала, магматические, наиболее широко представленные средними и основными – 24%, обломки терригенных осадочных пород, таких как песчаник, алевролит и аргиллит, составляют 23%, метаморфических (кристаллический сланец, кварцит, филлит) несколько меньше – 18%, а содержание аутигенных железомарганцевых образований достигает 3%.

Авторы благодарят капитана и команду ЛСП «Северный Полюс», а также ученых на борту, в особенности Зимину О. Л. и Самсонова Р. Б. за просеивание материала бокс-кореров.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Fuetterer D.K. (Ed.). ARCTIC'91: The expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991 // Report on Polar Research. 1992. V. 107. 267 p.
2. Stein R. (ed.). The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // Reports on Polar and Marine Research. 2015. V. 688. 273 p.
3. Mueller C. Rekonstruktion der Palaeo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand waehrend der beiden letzten Glazial-/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen // Report on Polar Research. 1999. V. 328. 146 p.
4. Stein R. Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. Oxford: Elsevier, 2008. 602 p.

General information about the geological work in the expedition "North Pole-41" and some preliminary results are presented: lithology of sediments in cores taken from various structures, a preliminary age model (sediments from the Lomonosov Ridge), data on large clasts (psephites or IRD).

**Рубан А.С.**

(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail: ruban@tpu.ru)

**Метан-производные карбонаты континентального склона моря Лаптевых: минералого-геохимическая характеристика и условия формирования**

**Ruban A.S.**

(National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk)

**Methane-derived authigenic carbonates from Laptev Sea continental slope: mineralogy, geochemistry and environment of formation**

Ключевые слова: карбонаты, метановые сипы, анаэробное окисление метана, море Лаптевых.

Изотопный состав карбонатного углерода в исследованных образцах указывает на то, что их формирование происходило в условиях анаэробного окисления биогенного метана при незначительном участии углекислоты из других источников. Карбонаты в разной степени обогащены кобальтом, молибденом, мышьяком, сурьмой и ураном.

Метан-производные морские карбонаты формируются в условиях сульфат-управляемого анаэробного окисления метана, которое контролируется консорциумом сульфатредуцирующих бактерий и метаноксиляющих архей. Такие условия часто наблюдаются на участках, в пределах которых химически неравновесные с морской водой и обогащенные метаном флюиды, мигрируют вверх по тектоническим ослабленным зонам, а также через поровое пространство осадочных отложений и высвобождаются на границе «морская вода–донные осадки» [1]. Карбонаты данного типа представляют собой уникальные архивы информации, интерпретация которой позволяет реконструировать диагенетические условия карбонатообразования, а также оценивать происхождение «родительского» углерода [2–4].

Изученные карбонаты были отобраны в западной части континентального склона моря Лаптевых (рис. 1) в ходе 82-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш». Идентификации основных карбонатных фаз выполнялась рентгенодифракционным методом с использованием дифрактометра Bruker D2 Phase. Исследование детальных структурных и химических особенностей проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU, оснащенного детектором для рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах определялся на масс-

спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific). Концентрации микроэлементов измерялись методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием прибора ELAN DRC-е.

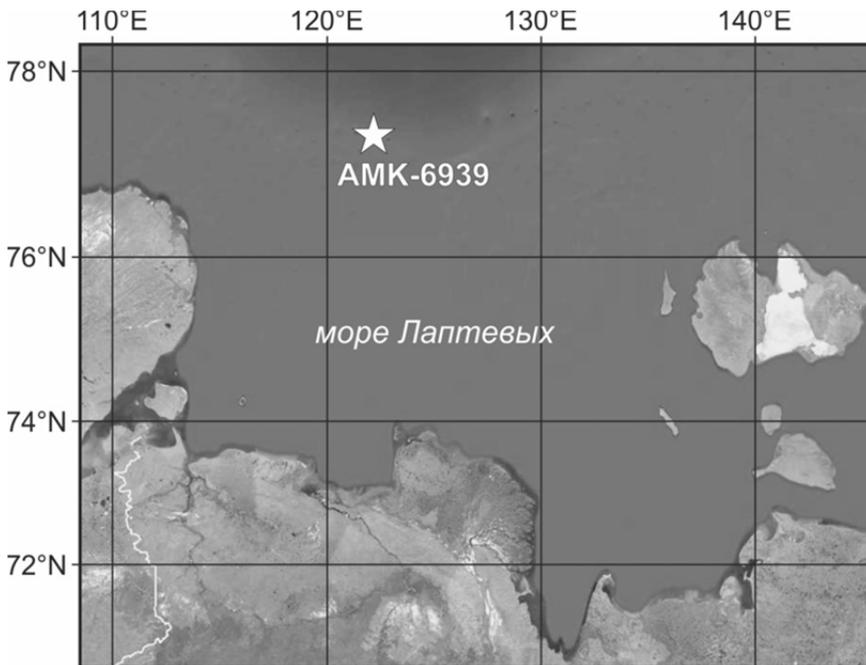


Рисунок 1. Схема расположения станции отбора изученных карбонатных стяжений

Изученные карбонаты представлены тремя морфологическими разновидностями: изометричными корками, сферическими или эллиптическими конкрециями и вытянутыми цилиндрическими стяжениями с размером до 10 см в наибольшем измерении (рис. 2). Среди карбонатных минералов в стяжениях выявлены Mg-кальцит, доломит и кутногорит, суммарное содержание которых варьирует от 32.8 до 52.1%. Обломочная фракция представлена кварцем (22.1–27.9%), полевыми шпатами (11.7–24.8%) и глинистыми минералами (11.2–20.3%). Кварц и полевые шпаты представлены округлыми зернами алевритовой размерности, беспорядочно распределенными в карбонатной матрице. Микросталлическая карбонатная матрица в основном состоит из агрегата Mg-кальцита и глинистых минералов. Расчетные значения содержания  $MgCO_3$  изменяются в диапазоне от 9.1 до 14.0 мольных %.

Низкие значения  $\delta^{13}C_{\text{карб}}$  изученных карбонатов (от  $-50.6\text{‰}$  до  $-32.4\text{‰}$ )

свидетельствуют о том, что их формирование происходило в результате анаэробного окисления метана. Полученные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  можно разделить на две группы: 1-я группа со значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  от  $-35.8$  до  $-32.4\%$  и 2-я группа со значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  от  $-50.6$  до  $-41.9\%$ . Резко отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  карбонатов 2-й группы указывают на то, что источником углерода является биогенный метан, тогда как значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  1-й группы, вероятно, свидетельствуют о смешении биогенного метана с углеродом из других источников. Расчетное значение  $\delta^{18}\text{O}$  для Mg-кальцита со средним содержанием  $\text{MgCO}_3$  10.7 мол. %, находящегося в равновесии с современной придонной водой составляет 4.0‰ и указывает на то, что метановый флюид, контролирующий осаждение карбонатов, был обогащен тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ .

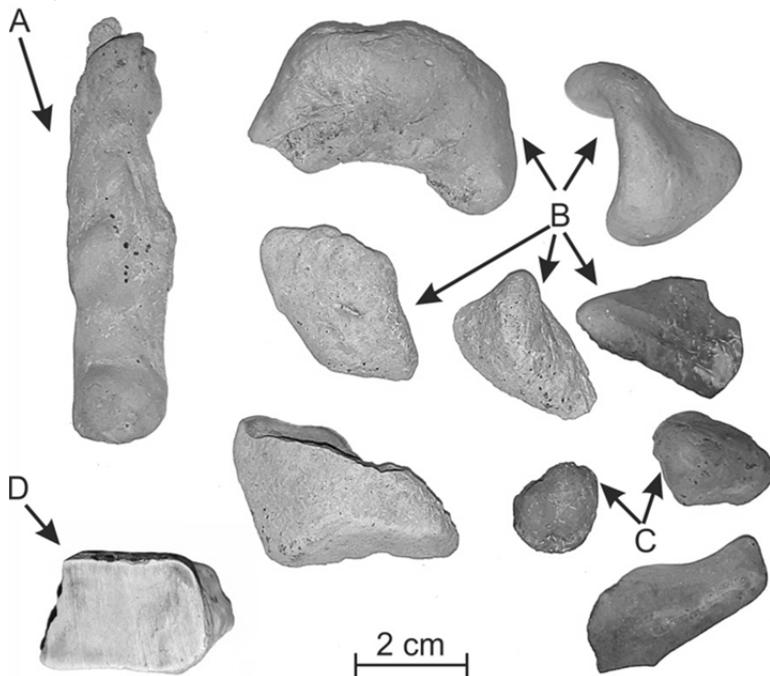


Рисунок 2. Морфология изученных карбонатов: цилиндрические стяжения (А), изометричные корки (В), сферические и эллиптические конкреции (С), поперечные срезы карбонатного стяжения (D).

Результаты интерпретации данных сейсморазведки, полученных на континентальном склоне моря Лаптевых [5], демонстрируют наличие в осадочной толще многочисленных акустических аномалий с признаками залежей свободного газа, а также горизонта BSR, что может указывать на

наличие залежей газовых гидратов. Предполагается, что образование карбонатов на континентальном склоне происходит главным образом благодаря анаэробному окислению биогенного метана, источником которого могут служить диссоциирующие газовые гидраты.

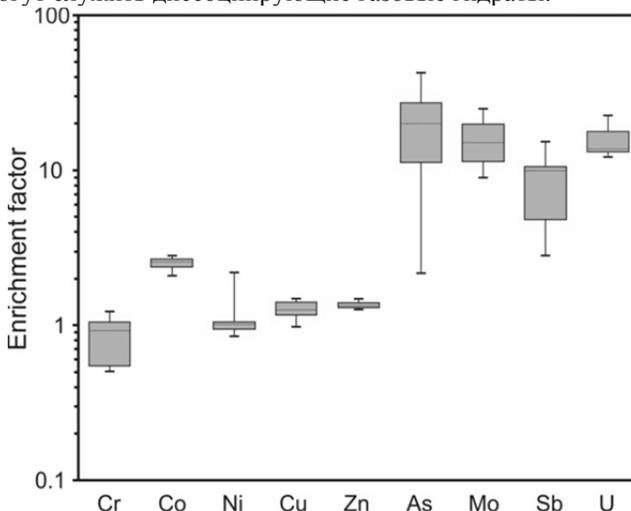


Рисунок 3. Факторы обогащения некоторых химических элементов в изученных карбонатах.

Изученные карбонаты демонстрируют слабое обогащение кобальтом, умеренное и сильное обогащение мышьяком, молибденом и сурьмой и сильное обогащение ураном. Обогащение мышьяком превышает обогащение молибденом, а отношение  $(Mo/U)_{EF}$  варьирует от 0.6 до 1.8, что указывает на сопоставимую степень обогащения молибденом и ураном. Обогащение U и Co, низкие значения  $(Mo/U)_{EF}$  и отсутствие корреляции между содержаниями Fe, Mn и Mo, As, Sb указывают на то, что восходящие метаносные флюиды сыграли решающую роль в обогащении изученных карбонатов As, Mo, Sb, U, Co на континентальном склоне моря Лаптевых. Однако дополнительный вклад за счет сорбционного поглощения оксигидроксидами Fe и Mn исключать не следует.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-77-10002).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Naehr T.H., Eichhubl P., Orphan V.J., Hovland M., Paull C.K., Ussler W., Lorenson T.D., Greene H.G. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study // Deep-Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography. 2007. V. 54. P. 1268–1291.

<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.010>.

2. Hood A. van S., Wallace M.W. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance // *Global and Planetary Change*. 2018. V. 160. P. 28–45. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.006>.
3. Smrzka D., Zwicker J., Lu Y., Sun Y., Feng D., Monien P., Bohrmann G., Peckmann J. Trace element distribution in methane-seep carbonates: The role of mineralogy and dissolved sulfide // *Chemical Geology*. 2021. V. 580. P. 120357. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120357>.
4. Zhou C., Guan C., Cui H., Ouyang Q., Wang W. Methane-derived authigenic carbonate from the lower Doushantuo Formation of South China: Implications for seawater sulfate concentration and global carbon cycle in the early Ediacaran ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 461. P. 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.017>
5. Bogoyavlensky V., Kishankov A., Kazanin A., Kazanin G. Distribution of permafrost and gas hydrates in relation to intensive gas emission in the central part of the Laptev Sea (Russian Arctic) // *Marine and Petroleum Geology*. 2022. V. 138. 105527. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105527>.

The negative carbon isotope composition of the studied samples suggests that carbonate formation was driven by the anaerobic oxidization of biogenic methane with insignificant contribution of carbon dioxide from other sources. The carbonates are enriched to varying degrees in cobalt, molybdenum, arsenic, antimony and uranium.

**Русаков В.Ю., Лукманов Р.А., Травкина А.В.**

(ФГБУН Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: [rusakov@geokhi.ru](mailto:rusakov@geokhi.ru))

## **Возможные причины резкого снижения скоростей седиментации на Сибирском арктическом шельфе на границе голоцена и антропоцена**

**Rusakov V.Y., Lukmanov R.A., Travkina A.V.**

(V.I. Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

## **Possible reasons for the sharp decrease in the sedimentation rate on the Siberia Arctic Shelf at the turn of the Holocene and Anthropocene**

Ключевые слова: скорость седиментации,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , арктический гидрологический цикл, Сибирский арктический шельф

На основе вертикального распределения активности  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в 21-м керне донных осадков из Карского моря и моря Лаптевых установлено резкое снижение скоростей седиментации и абсолютных масс осадконакопления на границе между голоценом и антропоценом. Возможной причиной таких изменений является аномально резкое усиление гидрологического цикла в Арктике во второй половине прошлого века и более интенсивный транспорт осадочного вещества за пределы Сибирского арктического шельфа.

Сибирь занимает значительную часть Евразийского континента, а климатические изменения в этом регионе могут оказать существенное влияние на климатическую систему всего Северного полушария. Поток осадочного вещества, выносимого сибирскими реками, чувствителен к изменениям физических, химических и биологических процессов, происходящих на континенте, и может быть зафиксирован в морских отложениях на Сибирском арктическом шельфе. Такие изменения являются прямым следствием глобального потепления и связанного с ним ускорения гидрологического цикла, вызывающего увеличение речного стока [1, 2]. Ускорение арктического гидрологического цикла, наблюдаемое в XX веке, беспрецедентно для всего голоцена [1]. Прогнозируемые изменения в Арктике в XXI веке указывают на дальнейшее увеличение речного стока и более интенсивное поступление терригенного осадочного материала на внешний шельф и в глубины Северного Ледовитого океана [3]. Такой сценарий должен отражаться в изменении осадконакопления на шельфе, основными показателями которого являются гранулометрический состав осадков, скорость осадконакопления и скорость накопления абсолютных масс осадков.

Представленные в статье данные были собраны в ходе шести

экспедиций на НИС “Академик Мстислав Келдыш” с 2015 по 2020 гг. (63-й, 66-й, 69-й, 73-й, 78-й и 82-й рейсы соответственно). В Карском море и море Лаптевых был получен 21 керн донных отложений (рис.) с использованием коробчатого пробоотборника и мультикорера (10–60 см ниже поверхности дна). Участки отбора керна располагались в районах наиболее высоких скоростей осадконакопления. В Карском море такими районами являются эстуарии Оби и Енисея, Новоземельский желоб и желоб Воронина, а в море Лаптевых – желоб Вилькицкого и восточная провинция моря, примыкающая к дельте р. Лена.

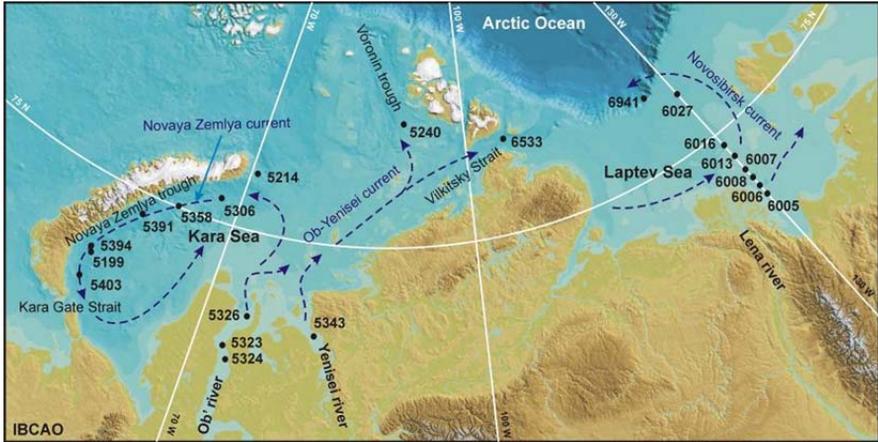


Рисунок. Схема расположения колонок донных осадков и циркуляции поверхностных течений.

**Радиохронология.** Достоверную информацию об истории седиментации за последние десятилетия дает активность короткоживущего радионуклида  $^{210}\text{Pb}$  с периодом полураспада  $22.23 \pm 0.12$  года [4]. Есть несколько радиохронологических моделей на основе активности  $^{210}\text{Pb}$  с использованием постоянных и переменных скоростей осадконакопления [5]. В нашей работе для расчета возраста донных осадков использовалась универсальная модель, учитывающая сорбционную способность осадков, основанная на скорости распада  $^{210}\text{Pb}$  и уравнении, описывающем распад [6]:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} (1),$$

где  $N$  – количество радиоактивных родительских атомов, оставшихся через время  $t$  от исходного числа атомов  $N_0$ ,  $\lambda$  – постоянная распада (для  $^{210}\text{Pb}$  равна 0.03114).

В качестве числа атомов  $N$  использовалась модифицированная активность (Бк/кг) избыточного  $^{210}\text{Pb}$ . Активность избыточного  $^{210}\text{Pb}$

определяли путем вычитания удельной активности  $^{226}\text{Ra}$  из исходной общей активности  $^{210}\text{Pb}$  в пробах донных отложений. Полученная величина отражает поступление  $^{210}\text{Pb}$  из атмосферы в дополнение к количеству, образуемому при радиоактивном распаде  $^{226}\text{Ra}$  в донных осадках [7–9]. Активность верхних 0–2 см осадков принята за  $N_0$  и соответствует дате отбора керна. Датировку осадков также контролировали по пикам активности  $^{137}\text{Cs}$ . Радионуклид цезия, как и другие искусственные радионуклиды, попадает в природную среду в основном в результате испытаний ядерного оружия (взрывов) и продуктов ядерного топливного цикла [9]. Зная даты наиболее значительных выбросов радионуклидов в атмосферу Земли, можно рассчитать возраст отложений по глубине их залегания.

**Скорость седиментации.** Примерно равные значения активности в двух самых верхних образцах (0–2 и 2–4 см колонки) указывают на глубину верхнего перемешанного слоя и низкую биотурбацию осадков. В наиболее благоприятном случае, когда скорость осадконакопления постоянна, а перемешивание вниз по колонке незначительно, активность избыточного  $^{210}\text{Pb}$  должна экспоненциально уменьшаться с увеличением глубины, пока не сравняется с активностью  $^{226}\text{Ra}$ , отражая, так называемое, “вековое равновесие” этих двух радионуклидов. В таких условиях параметры аппроксимирующего показателя служат основой для расчета скорости седиментации. В исследованных колонках осадков вертикальное распределение избыточного  $^{210}\text{Pb}$  носит достаточно монотонный характер и удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью с коэффициентами корреляции  $R^2 = 0.6–0.9$ .

$$N_z = N_0 \cdot e^{-(\lambda z/S)} \quad (3),$$

где  $N_z$  – активность избыточного  $^{210}\text{Pb}$  (Бк/кг) на горизонте  $z$  (см),  $N_0$  – активность избыточного  $^{210}\text{Pb}$  в верхнем горизонте 0–2 см колонки,  $S$  – скорость осадконакопления (см/год), соответствует показателю степени.

Отклонения от экспоненциальной кривой на отдельных горизонтах колонки связано с неоднородностью гранулометрического состава донных осадков и указывает на величину их сорбционной способности. Так, горизонты с наиболее высоким содержанием пелита  $>20$  мас.%, отличаются более высокой активностью радионуклидов, т.е. более высокой сорбционной способностью по сравнению с более крупнозернистыми осадками. Такие отклонения учтены в расчетах возраста горизонтов и скоростей седиментации.

**Обсуждение и выводы.** Прогнозируемые изменения свидетельствуют об усилении выноса терригенного материала за пределы внутреннего и среднего шельфа в XXI веке [3]. Однако наши данные показали, что этот процесс уже идет, по крайней мере, со второй половины XX века. Зарегистрированное снижение скорости осадконакопления и накопления

абсолютных масс за последние 100 лет является прямым следствием уменьшения скорости накопления осадочного материала на шельфе. Мы полагаем, что это может являться прямым следствием ускорения арктического гидрологического цикла. Наиболее высокие скорости осадконакопления и накопления абсолютных масс в Карском море и море Лаптевых отмечались в начале XX века до 1920 и 1940 гг., соответственно. Накопившиеся к этому времени осадки характеризовались наиболее грубым составом, с преобладающим содержанием песка, и свидетельствуют о периоде активного таяния морских льдов и айсбергов. Временная задержка этого события в Карском море на 20 лет и в море Лаптевых на 40 лет от начала глобального потепления в северном полушарии объясняется их географическим положением (влиянием Северного Ледовитого океана и Сибирского антициклона зимой). Отложения, накопившиеся после 1920–40 гг., характеризовались преобладанием алеврита (за исключением колонок песчаных отложений, находящихся под сильным влиянием морских течений, 5324, 5323, 6005, 6013, 6027; см. рис.) и незначительной флюктуацией гранулометрического состава. Однородный гранулометрический состав осадков, накопившихся после этого периода, указывает на установление “современных” условий осадконакопления. Изменения наблюдались только в системном снижении скоростей седиментации и накопления абсолютных масс, что позволяет нам сделать следующие выводы.

1. После периода активного таяния морских льдов и айсбергов циркуляция вод в Карском море и море Лаптевых постепенно усиливалась, что способствовало более интенсивному выносу осадочного материала за пределы внутреннего и среднего шельфа. Это подтверждается увеличением доли алеврита в шельфовых осадках, менее подверженного горизонтальному переносу в толще воды, на фоне снижения содержания пелита.

2. Системное снижение скорости осадконакопления и накопления абсолютных масс на шельфе может свидетельствовать об уменьшении интенсивности весенних паводков в связи с глобальным потеплением, контролирующим основное питание шельфа терригенным веществом. Незначительное увеличение скоростей осадконакопления и накопления абсолютных масс в Карском море после 2000 г. могло быть результатом эрозии почвы из-за лесных пожаров.

Авторы выражают глубокую признательность команде НИС “Академик М. Келдыш”, а также начальникам экспедиций академику РАН Флинту М.В. и чл.-корр. РАН Семилетову И.П. Работа выполнена при финансовой поддержке РФ (проект № 23-27-00010 «Высокоразрешающая радиоизотопная геохронология шельфовых осадков Российской Арктики (на примере Карского моря и моря Лаптевых)»), а также государственного

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wagner A., Lohmann G., Prange M. Arctic river discharge trends since 7 ka BP // *Glob. Planet. Change*. 2011. V. 79. P. 48–60.
2. Bintanja R., van der Wiel K., van der Linden E.C., Reusen J., Bogerd L., Krikken F., Selten F.M. Strong future increases in Arctic precipitation variability linked to poleward moisture transport // *Science Advances*. 2020. V. 6. P. eaax6869.
3. Wegner C. et al. Variability in transport of terrigenous material on the shelves and the deep Arctic Ocean during the Holocene // *Polar Research*. 2015. V. 34. P. 24964.
4. DDEP – Data Decay Evaluation Project. LNE – LNHB/CEA – Table de radionucléides Pb-210 (updated: 20th October 2017).
5. Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernandez A.C.  $^{210}\text{Pb}$  sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 82. P. 183–200.
6. Faure G. Principles of isotope geology. 2nd Ed. Wiley, 1986. New York.
7. Koide M., Soutar A., Goldberg E.D. Marine geochronology with  $^{210}\text{Pb}$  // *Earth and Planetary Science Letters*. 1972. V. 3(14). P. 442–446.
8. Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986.
9. Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. М.: БИНОМ лаборатория знания, 2006.

Based on the vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  activity in the 21st sediment cores from the Kara and Laptev Seas, a sharp decrease in sedimentation and mass accumulation rates at the turn of the Holocene and Anthropocene was established. A possible reason for such changes is the anomalously sharp increase in the Arctic hydrological cycle in the second half of the 20th century and the more intensive transport of sedimentary matter beyond the Siberian Arctic Shelf.

**Рыбалко А.Е.<sup>1,2,3</sup>, Репкина Т.Ю.<sup>4</sup>, Зарецкая Н.Е.<sup>4</sup>,  
Кудинов А.А.<sup>2,3</sup>, Бирюк М.А.<sup>2</sup>, Токарев М.Ю.<sup>5</sup>,  
Рябчук Д.В.<sup>6</sup>, Буданов Л.М.<sup>6</sup>, Григорьев А.Г.<sup>6</sup>,  
Старовойтов А.В.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, e-mail: [alek-rybalko@yandex.ru](mailto:alek-rybalko@yandex.ru);

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург; <sup>3</sup>ЦАСД МГУ имени М.В.

Ломоносова Москва, <sup>4</sup>Институт географии РАН, Москва, <sup>5</sup>МГУ им. М.В.

Ломоносова, Москва, <sup>6</sup>ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург)

## **Голоценовая геодинамика Кандалакшского залива Белого моря и ее роль в формировании четвертичного покрова донных осадков**

**Rybalko A.E.<sup>1,2,3</sup>, Repkina T.Yu.<sup>4</sup>, Zaretskaya N.E.<sup>4</sup>,  
Kudinov A.A.<sup>2,3</sup>, Biryuk M.A.<sup>2</sup>, Tokarev M.Yu.<sup>5</sup>,  
Ryabchuk D.V.<sup>6</sup>, Budanov L.M.<sup>6</sup>, Grigorjev A.G.<sup>6</sup>,  
Starovoytov A.V.<sup>5</sup>**

(<sup>1</sup>FSBI "Vniiokeangeologiya", St. Petersburg; <sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, St. Petersburg

State University, St. Petersburg; <sup>3</sup>CASD MSU named M.V. Lomonosov, Moscow,

<sup>4</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, <sup>5</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow,

<sup>6</sup>FSBI VSEGEL, St. Petersburg)

## **Holocene geodynamics of the Kandalaksha Bay of the White Sea and its role in the formation of the Quaternary cover of bottom sediments**

Ключевые слова: геодинамика голоцен, Белое море, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, Кольский полуостров, сейсмодислокации

Рассмотрены особенности современного геодинамического режима Кандалакшского залива, использованы материалы интерпретации сейсмоакустических исследований 2022–2023 гг. Показана тесная связь сеймотектонических и гравитационных процессов при формировании четвертичного покрова.

В последнее время появляется много фактов о голоценовых геодинамических движениях в Карело-Кольском регионе. Традиционно это сведения о подъеме Карельского и Кандалакшского берегов, которые устанавливаются по результатам бурения озер и установления в кернах верхней границы морских отложений. Основной объем исследований здесь выполнен сотрудниками Геологического института Кольского научного центра РАН и ИГРАН [5], где собственно и начались подобные работы еще в середине прошлого века [11]. Кроме того, изучение колебаний уровня Белого моря по данным бурения выполнялись специалистами ИГРАН, РПГУ и других организаций [6, 7, 12]. Одним из основных итогов этих

исследований было установление подъема берегов на большей части Белого моря в течение голоцена.

Однако наряду с этими данными по проявлению эпейрогенических движений суши в позднем неоплейстоцене и голоцене как на Кольском полуострове, так и в Карелии были установлены многочисленные сейсмодислокации, которые указывают на имевшие место относительно недавно сейсмотолчки интенсивность которых нередко превышали 8 баллов [7, 12]. Существенную роль в формировании рельефа суши в регионе сыграли ледниковые процессы, которые оставили после себя сглаженные формы рельефа, такие как друмлины, бараньи лбы и пр. На этом фоне резким диссонансом являются угловатые, прямолинейные формы рельефа, само формирование которых можно связать только с последниковыми тектоническими движениями и которые могут указывать на активизацию древних, уже было залеченных тектонических зон.

Основную роль в изучении рельефа дна Белого моря сыграли сейсмоакустические методы, которые начали использоваться здесь впервые в 70-х годах прошлого века при совместных работах ВСЕГЕИ и МГУ им. М.В. Ломоносова [9]. Уже первые результаты показали наличие на дне моря форм рельефа, которые можно было связывать с тектогенным фактором [4]. Возобновление геофизических исследований в беломорском бассейне сначала в рамках прохождения глубинного профиля АР-3, а затем уже картосоставления листов Q-35,36,37,38 масштаба 1:1 000 000 вновь подняли тему молодых (по крайней мере, голоценовых) тектонических движений [1, 2]. Большое внимание им уделил А.С. Балуев при составлении Тектонической карты Белого моря масштаба 1: 500 000 [3]. Характеризуя современную морфоструктуру Кандалакшского залива – наиболее глубоководную часть беломорского бассейна, он указал, что эта морфоструктура представляет современный грабен, который пространственно подразделяется на унаследованную, юго-восточную, часть (Кандалакшский грабен) и новообразованную в неоплейстоцене (по крайней мере, до наступления валдайского ледника) северо-западную его часть, которая носит название Кандалуха и которую А.С. Балуев с соавторами назвали Колвицким грабеном. Эти две части залива разделены расположенной между островом Великий и Порьей губой межвпадинной перемычкой, где происходит перенос напряжений растяжения с юго-западного борта в южной части рифтовой зоны на северо-восточный [3]. Именно эта перемычка и явилась предметом наших сейсмоакустических исследований, которые проводились в рамках гранта РФ № 22-17-00081, а также мониторинга геологической среды, который выполнялся в этом районе Белого моря ВСЕГЕИ (рисунок).

В заливе Великая Салма по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) выделено большое количество разрывных дислокаций, прежде всего, по наличию уступов в кровле фундамента,

высота которых может достигать 35–40 м. Эти уступы часто (но не всегда) хорошо выражены в современном рельефе морского дна. Авторами сделан вывод, что, так как рельеф поверхности дна здесь практически полностью повторяет рельеф кровли фундамента, то это свидетельствует о сохранении активности по разломам вплоть до настоящего времени [10].

Важно подчеркнуть, что разломы часто прослеживались вплоть до толщи голоценовых нефелоидных осадков, что указывает на сохранение их активности в последние 5–10 тыс. лет. Данный вывод был подтвержден нашими работами в кутовой части Кандалакшского залива, в так называемых «Кандалакшских шхерах». Меридиональные профили, секущие эти шхеры показали сложно построенный грядовый рельеф, отражающий разновысотное положение тектонических блоков архей-протерозойского возраста. Размах высотных отметок составлял от 5 до 100 м, причем последние были установлены в узких расселинах, находящихся свое продолжение в седловинах островов, которые имеют тектоническое происхождение. На берегах островов часто фиксируются сейсмодислокации, а крутые их протяженные берега представляют собой «тектонические зеркала» с характерным для зон трения ожелезнением. Вблизи г. Кандалакша новейшие тектонические сбросы смещают верхний уровень приливной зоны почти на 1.5 м, что говорит об их молодости [8].

Сейсмоакустические исследования в зоне перехода от глубоководной части Кандалакшского залива к Кандалухе с использованием многоканального профилирования и высокорезающей аппаратуры позволили получить новые данные о строении этого района. Во-первых, совершенно четко установлено, что склоны этой гряды, направленные в сторону глубоководного грабена, имеют ступенчатый характер, обусловленный серией разломов, практически доходящих до морского дна (рисунок).

По серии разломов северного и север-север-восточного простирания происходит ступенчатое погружение склона в сторону аккумулятивной равнины глубоководной впадины. Эти ступени четко срезают не только толщу слоистых ледниково-морских глин верхнего неоплейстоцена, но и поверхностный слой морских голоценовых нефелоидных осадков. Характерно, что под склоном фиксируются выступы магматических образований, вокруг которых видны достаточно молодые оползни, а мористее зафиксированы выходы газов, формирующих четкие пок-марки (показаны на рисунке стрелками).

Это указывает на продолжающееся и в настоящее время геодинамическое развитие этой структуры. Следует отметить, что и ледниковые процессы внесли свой вклад в формирование сложного рельефа самой гряды. Об этом свидетельствует гляциоотторженец рифейских пород, обнаруженный в южной части самой гряды.

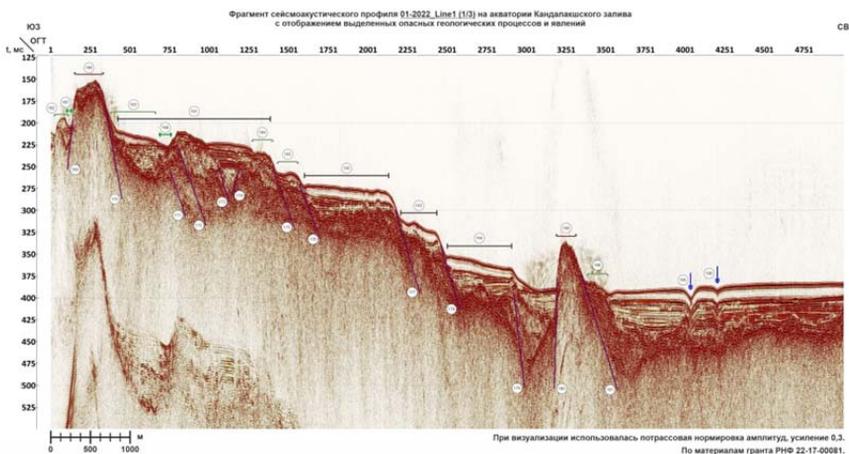


Рисунок. Структурно-денудационный рельеф восточного склона гряды Средних луд в Кандалакшском заливе. Материалы съемок в 2022 г.

Обязательным элементом геологического строения таких структурно-денудационных склонов являются вызванные современными геодинамическими движениями гравитационные формы рельефа, такие как оползни и связанные с ними локальные зоны накопления голоценовых нефелоидных илов.

Таким образом, полученные новые сейсмоакустические данные указывают на определяющее влияние новейших тектонических (геодинамических) движений на формирование морфоструктуры Кандалакшского грабена в зоне перехода его от унаследованной от рифейского периода котловины к активно развивающейся в настоящее время структуре (Колвицкого грабена, в понимании А.С. Балуева).

Авторы выражают свою благодарность администрации и коллективу ББС МГУ им. М.В. Ломоносова, без поддержки которой эти исследования были бы невозможны. Доклад подготовлен при финансовой поддержке гранта РФФ №22-17-00081.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q-37, Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 302 с.

2. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 – Апатиты. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 436 с.
3. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Объяснит. записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий». 1 : 1 500 000 // Тр. ГИН РАН. 2012. №597. С. 1–104.
4. Девдариани Н.А. Геологическое строение Беломорской впадины: Автореф. канд. дисс. М., 1985. 21 с
5. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й. Корнер Г.Д.. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
6. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Санкт-Петербург, 2019. Вып. 6. С. 146–153.
7. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
8. Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Геология морей и океанов: матер. XX Междунар. науч.конф. (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 237–241.
9. Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 45–55.
10. Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козупица Н.А. Строение осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геология. 2018. № 2. С. 81–92.
11. Стрелков С.А., Евзеров В.Я, Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1976. 164 с.
12. Шварев С.В., Бондарь И.В., Романенко Ф.А. Луговой Н.Н. Голоценовые палеосейсмодеформации на островах Кузокоцкого архипелага (Кандалакшский залив Белого моря, восточная Фенноскандия) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 2. № 21. С. 9–43.

The features of the modern geodynamic regime of the Kandalaksha Bay are considered, materials from the interpretation of seismoacoustic studies of 2022–2023 are used. A close connection between seismotectonic and gravitational processes is shown.

**Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>2</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>,  
Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Буданов Л.М.<sup>1</sup>, Прищепенко Д.В.<sup>1</sup>,  
Ковалева О.А.<sup>1</sup>, Носевич Е.С.<sup>1</sup>, Неевин И.А.<sup>1</sup>,  
Терехина Я.Е.<sup>2</sup>, Баширова Л.Д.<sup>3</sup>, Пономаренко Е.П.<sup>3</sup>,  
Чекулаев А.В.<sup>1</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, e-mail:

[Daria\\_Ryabchuk@vsegei.ru](mailto:Daria_Ryabchuk@vsegei.ru); <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Палеогеография, геоморфология и эволюция среды  
седimentации прибрежного шельфа Восточно-Сибирского  
моря (от о-ва Жохова до устья р. Индигирки) в позднем  
неоплейстоцене-голоцене**

**Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Taldenkova E.E.<sup>2</sup>, Sergeeva A.Yu.<sup>1</sup>,  
Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Budanov L.M.<sup>1</sup>, Prishchepenko D.V.<sup>1</sup>,  
Kovaleva O.A.<sup>1</sup>, Nosevich E.S.<sup>1</sup>, Neevin I.A.<sup>1</sup>, Terekhina Ya.E.<sup>2</sup>,  
Bashirova L.D.<sup>3</sup>, Ponomarenko E.P.<sup>3</sup>, Chekulaev A.V.<sup>1</sup>,  
Grigoriev A.G.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg,  
<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS,  
Moscow)

**Paleogeography, geomorphology and evolution of sedimentation  
processes in the East Siberian Sea coastal shelf (from Zhokhov  
Island to Indigirka River mouth) in the Late Pleistocene-  
Holocene**

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, рельеф морского дна, подводные валы, сейсмоакустическое профилирование, неоплейстоцен, голоцен, трансгрессия, радиоуглеродное датирование, палеорекострукции, скорости осадконакопления

По результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных, полученных в ходе экспедиционных работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2018 и 2020 гг., и комплекса лабораторных исследований, выделено два принципиально различных по морфологии, составу, возрасту и генезису типа подводных гряд и валов по периферии о-ва Новая Сибирь. По данным детального изучения кернов донных отложений (гранулометрический, геохимический, макро- и микрофаунистический, палинологический анализы, радиоуглеродное датирование) прослежена история развития морской голоценовой трансгрессии, рассчитаны скорости осадконакопления, установлены основные закономерности изменений седиментационных процессов в подводной палеодолине р. Индигирки.

Прибрежно-шельфовая зона Восточно-Сибирского моря относится к одному из наименее изученных районов морей Российской Арктики. Подавляющая часть выполнявшегося здесь в разное время пробоотбора и аналитических исследований донных отложений [1–3 и др.] ограничивалась поверхностным пробоотбором. В мелководной акватории Восточно-Сибирского моря АО “Морская арктическая геологоразведочная экспедиция” (МАГЭ), ОАО “Дальморнефтегеофизика” (ДМНГ) и Геологической службой Германии (BGR) проводилось сейсмическое профилирование [4], однако работы методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП), позволяющие получать детализированную информацию о верхней части геологического разреза, гидролокации бокового обзора, многолучевое эхолотирование, колонковый пробоотбор, до начала экспедиционных работ ВСЕГЕИ в 2020 г. на исследуемой площади ранее не осуществлялись. В то же время, острова Новосибирского архипелага исследованы достаточно хорошо. В 1978 г. под руководством Г.В. Труфанова здесь была завершена геологическая съемка масштаба 1:200000 [5], в 2000-х годах реализованы комплексные геонаукологические, геологические и геоморфологические исследования Новосибирских о-вов [6, 7 и др.].

При отсутствии морских геолого-геофизических данных опубликованные ранее палеорекострукции [7] основывались на данных по суше и островам, а многие вопросы палеогеографии оставались дискуссионными. Одной из важных нерешенных проблем является возможное существование покровного ледника в районе Новосибирских островов и связанный с ней вопрос о возрасте и генезисе подводных валов (гряд) по периферии архипелага.

В 2020 г. в рамках программы государственного геологического картирования масштаба 1:1000000 ВСЕГЕИ были выполнены геолого-геофизические исследования на участке дна прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря между устьем р. Индигирки и северной периферией о-ва Новая Сибирь (рисунок). По результатам анализа геофизических данных было выбрано расположение станций пробоотбора для 29 грунтовых колонок длиной от 0.3 до 1.9 м.

Для всех кернов проведены описание, фотографирование, измерения сопротивления недреннированному сдвигу (прочность на сдвиг), геохимические исследования (в том числе, определение содержания Вг на рентгеновском сканирующем кристалл-дифракционном спектрометре «СПЕКТРОСКАН-МАКС-Г» для расчета палеосолености), гранулометрический анализ (каждый 1 см керна) с применением лазерного анализатора размеров частиц Microtrac MгВ (в лабораториях ВСЕГЕИ), для 6 колонок – определение содержания органического вещества кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе АН-7529 (в лаборатории АО ИО РАН им П.П. Ширшова), геохимические исследования

и измерение магнитной восприимчивости в ИО РАН им. П.П. Ширшова с использованием автоматизированной системы для комплексного изучения кернов Geotek MSCL-XYZ. Для опорной колонки 20ВСМ-8 проведено изучение видового состава и численности макрофауны (моллюски) и микрофауны (фораминиферы, остракоды) во фракции >125 мкм. Впервые для исследуемого района в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) получены 7 радиоуглеродных дат донных отложений (по рассеянному органическому веществу). Для двух колонок проведен палинологический и диатомовый анализ. В 2022 г. с помощью AMS в Лейбниц-лаборатории при Кильском университете (Германия) было выполнено радиоуглеродное датирование пяти образцов раковин моллюсков из опорной колонки 20ВСМ-8 и проведен пересчет в календарный возраст. Скорости седиментации (см/тыс. лет) определены между датированными уровнями.

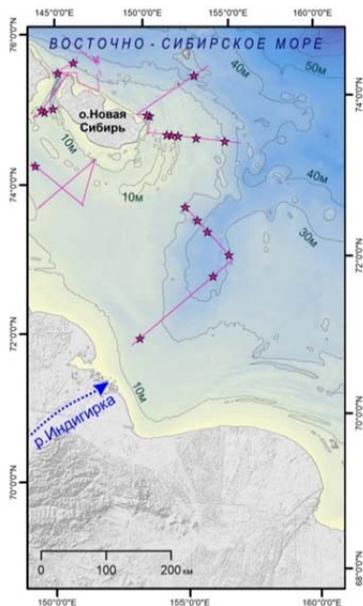


Рисунок. Схема расположения фактических материалов ВСЕГЕИ 2018 и 2020 гг.: 1 – станции отбора грунтовых колонок; 2 – профили разночастотного НСАП.

Для создания цифровой батиметрической модели, необходимой для геоморфологического анализа и интерпретации геолого-геофизической информации при составлении карты четвертичных образований и

палеогеографических реконструкций, были использованы морские навигационные карты масштаба 1:500 000 и 1:200 000. В программе ArcGIS оцифрованы точки промеров глубин и изобаты, с помощью модуля ArcGIS «Spatial analyst» выполнена интерполяция методом «Toro to raster».

Морфология, стратиграфическое и батиметрическое положение гряд, расположенных на прибрежных мелководьях по периферии о-ва Новая Сибирь, а также состав и гранулометрические параметры слагающих их отложений, позволяют достаточно однозначно и уверенно определить их возраст и генезис. Полученные данные подтверждают гипотезу С.Л. Никифорова [8], предположившего аккумулятивный прибрежно-морской (волновой) генезис этих образований, представляющих собой подводные бары. Значительно более сложным для интерпретации представляется вопрос об образовании гряд (валов) прослеживаемых далее 30 км от берега о-ва Новая Сибирь. Морфология и состав этих образований исключают их возможную интерпретацию в качестве конечно-моренных гряд, вероятно, их образование связано с денудационными процессами рельефообразования. Крайне высокая плотность слагающих гряды отложений позволяет предположить, что в своем развитии они прошли субэральную стадию. При послесартанском потеплении произошло селективное протаивание отложений, создавшее предпосылки для развития эрозийных процессов при последовавшей голоценовой трансгрессии. Формирование гряд и образование останцового грядового и холмистогрядового рельефа, вероятно, произошло за счет размыва вдольбереговыми течениями комплекса плейстоценовых глинистых отложений в прибрежно-морских условиях в голоцене.

По данным геолого-геофизических исследований прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря было установлено, что мощность отложений, сформировавшихся на последнем этапе палеогеографического развития в ходе послесартанской морской трансгрессии в пределах палеодолины р. Индигирки, достигает 5–7 м. В бортах палеодолины, по данным НСАП, обнажаются отложения, прошедшие субэральную стадию развития в ходе сартанской регрессии. Колонки морских донных отложений фиксируют трансгрессивный тренд с постепенным удалением от источников сноса и повышением палеосолености. Доминирование мелководных видов микрофоссилий, характерных для внутреннего шельфа арктических морей, находящихся под сильным влиянием речного стока, указывает на условия, близкие к современным, в течение последних 6.2 кал.тыс.лет. Скорости седиментации варьировали от 51 см/тыс.лет в период 6.2–5.5 кал.тыс.л.н. до 13 см/тыс.лет в последние примерно 1800 кал.лет.

Авторы благодарят капитанов и экипажи НИС «Капитан Воронин», специалистов Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, Д.Г. Борисова (ИО РАН) за выполненные на высоком уровне лабораторные исследования, и д-ра Р.Ф. Шпильхагена (ГЕОМАР) за содействие в получении AMS<sup>14</sup>C датировок и

плодотворные научные дискуссии. Работа выполнена при поддержке РФФ, проект 22-27-00412.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов Ю.П. О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Антропогенный период в Арктике и Субарктике // Труды НИИГА. Т. 143. М.: Недра, 1965. С. 350–352.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. Современное осадкообразование на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 2. Исследования морских экосистем и биоресурсов. М: Наука, 2007. С. 382–391.
3. Флинт М.В. Экосистемы Российской морской Арктики 2017. Научные результаты 69-го рейса НИС «Академик Метислав Келдыш в Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское моря» // Экспедиционные исследования на научно-исследовательских судах ФАНО России и архипелаге Шпицберген в 2017 г. М.: ФАНО, Совет по гидросфере Земли, 2018. С. 84–99.
4. Петровская, Н.А., Савишкина, М.А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. № 9. С. 1–26.
5. Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–40.
6. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Русского Географического общества. 2002. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.
7. Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Опыт радиоуглеродного датирования культуросодержащих отложений Жоховской стоянки (Новосибирские о-ва, Сибирская Арктика) // Записки Института истории материальной культуры. 2015. № 12. С. 27–55.
8. Никифоров С.Л. Основные черты развития шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей в позднелайстоцен-голоценовое время // Геоморфология. 1989. № 3. С. 85–89.

Based on geological and geophysical field work of VSEGEI in 2018 and 2020, laboratory research, and data analyses, two types of submarine ridges, principally different in morphology, sediment composition, age, and genesis were identified on the outer periphery of the submarine plain around New Siberia Island. High resolution study of sediment cores (grain-size analyses, geochemistry, macro- and micropaleontology, pollen analysis, radiocarbon dating) allowed reconstructing the pattern of the Holocene transgressive flooding of the Indigirka paleovalley, calculating sedimentation rates, and establishing the basic principles of changes in sedimentation processes.

**Селютин С.А.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: selutin.sa@poi.dvo.ru)

## **Результаты рентгенофлуоресцентного сканирования кернов осадков ЮЗ части Чукотского моря**

**Selyutin S.A.**

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

## **Results of X-ray fluorescence scanning of sediment cores from the SW Chukchi Sea**

Ключевые слова: геохимия, голоцен, рентгенофлуоресцентное сканирование, керны осадков, отношение Fe/Rb, Чукотское море

Выполнено рентгенофлуоресцентное сканирование химического состава 19 кернов осадков ЮЗ части Чукотского моря. Элементы, демонстрирующие контрастное распределение по разрезу, – Fe, Mn и Ti. Наиболее информативный геохимический показатель – отношение Fe/Rb.

Керны морских осадков, в том числе их химический состав, – важный источник информации об истории седиментации и изменениях окружающей среды [1].

Основой для работы послужили 19 кернов осадков. Материал отобран с помощью грунтовой трубки в ЮЗ части Чукотского моря (95-й рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2021 г.). Длина кернов не превышала 4.5 м. Это существенно меньше мощности осадочной толщи, накопленной в ЮЗ части Чукотского моря в голоценовое время [2], то есть рассматриваемые осадки однозначно голоценовые. Они сложены однотипным материалом. В основном это пелитовый алеврит или алевритовый пелит. Консистенция от мягкой в верхней части кернов до более плотной в нижней. Цвет серый или оливково-серый с черными пятнами гидротроилита. Присутствуют следы биотурбации, фрагменты и детрит раковин моллюсков.

Анализ химического состава осадков выполнен в продольных распилах кернов методом рентгенофлуоресцентного сканирования [3] с помощью спектрометра Olympus Vanta (США). Анализ носил экспрессный характер, осадки находились в естественном ненарушенном состоянии. Содержание всех элементов нормировалось на содержание Rb. Это позволяло устранить погрешности, связанные с разной влажностью осадков, и сгладить различия в химическом составе осадков, обусловленные дифференциацией осадочного вещества при его осаждении на морское дно [4].

Из всех химических элементов, которые были определены при рентгенофлуоресцентном сканировании, контрастное распределение в кернах осадков показали Fe, Mn и Ti (табл.). Первые два элемента относятся к редокс-чувствительным, последний – к геохимически инертным. Значения

Fe/Rb изменялись в пределах 163,64–849,57 при среднем 423,53. Для Mn/Rb и Ti/Rb это было соответственно 1,15–9,38 при среднем 3,28 и 5,45–96,07 при среднем 34,76. Основная масса значений для геохимических отношений Fe/Rb, Mn/Rb и Ti/Rb сосредоточилась вблизи среднего. К нормальному ближе всего оказалось распределение Ti/Rb (рисунок). На гистограммах для Fe/Rb и Mn/Rb отчетливо видна положительная асимметрия. Это связано с тем, что почти во всех кернах осадков есть интервалы с содержанием Fe и Mn, которое существенно отличается от средних значений. Полученные геохимические данные в целом согласуются с ранее опубликованными данными по ЮЗ части Чукотского моря [2, 5].

Таблица. Основные статистические характеристики выборки для набора данных по химическому составу (Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb) кернов осадков ЮЗ части Чукотского моря по результатам рентгенофлуоресцентного сканирования.

Геохимический показатель	X <sub>min</sub>	X <sub>max</sub>	μ	Me	σ	V, %
Fe/Rb	163.64	849.57	423.53	406.83	76.74	18.12
Mn/Rb	1.15	9.38	3.28	3.20	0.71	21.77
Ti/Rb	5.45	96.07	34.76	34.71	7.36	21.17

X<sub>min</sub> – минимальное значение, X<sub>max</sub> – максимальное значение, μ – среднее арифметическое значение, Me – медианное значение, σ – стандартное отклонение, V – коэффициент вариации.

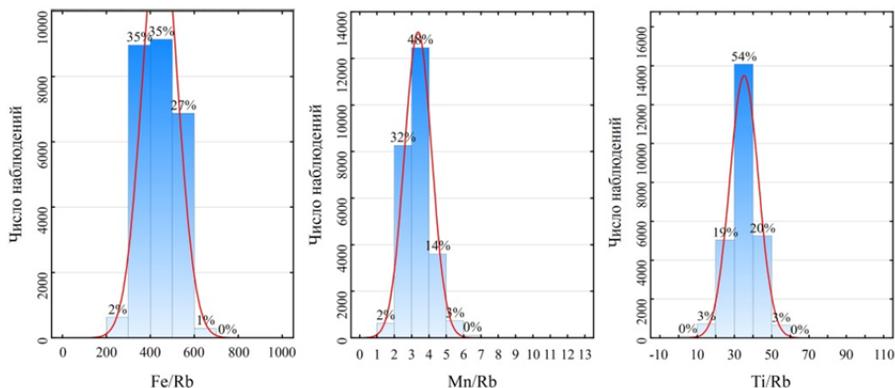


Рисунок. Частотное распределение значений нормированного на Rb содержания Fe, Mn и Ti в кернах осадков ЮЗ части Чукотского моря по результатам рентгенофлуоресцентного сканирования. Красная линия – кривая нормального распределения.

Проведенная работа показала, что рентгенофлуоресцентный анализ (сканирование) за счет своей экспрессности, с одной стороны, и относительно низкой чувствительности – с другой, является действенным инструментом только на этапе предварительного изучения большого количества кернов осадков, отобранных в морской экспедиции, и их предварительного сопоставления с детально изученными кернами региона, а также для оперативного и аргументированного выбора среди уже отсканированных кернов тех, которые интересны для дальнейшего комплексного изучения. На примере данных, полученных при рентгенофлуоресцентном сканировании 19 кернов осадков ЮЗ части Чукотского моря, показано, что на этапе предварительного изучения осадков арктического шельфа следует ориентироваться прежде всего на Fe (отношение Fe/Rb). В отличие от остальных элементов, определяемых рентгенофлуоресцентным спектрометром, Fe демонстрирует по осадочному разрезу значительные перепады в содержании, которые достаточно хорошо фиксируются.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00469, <https://rscf.ru/project/22-27-00469/>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rothwell R.G., Rack F.R. New techniques in sediment core analysis: an introduction // *New Techniques in Sediment Core Analysis* / Rothwell R.G. (ed.) Geological Society, London, Special Publications, 2006. V. 267. P. 1–29.
2. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // *Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа*. М.: Наука, 1982.
3. Гуленко Т.А., Волков В.Г., Лопатников Е.А. Сканирующее устройство экспресс анализа кернов. Патент на полезную модель RU 197194 U1, 10.04.2020. Заявка № 2020101560 от 15.01.2020.
4. Астахов А.С., Калугин И.А., Ши С., Аксентов К.И., Дарьин А. В., Ху Л., Бабич В.В., Мельгунов М.С., Плотников В.В. Роль ледяного покрова в формировании химического состава донных осадков восточносибирского шельфа // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 6. С. 526–540.
5. Кошелева В.А., Яшин Д.В. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

X-ray fluorescence scanning of Holocene sediment cores from the SW Chukchi Sea was carried out. Elements showing contrasting distribution across the section are Fe, Mn, and Ti. The most informative geochemical indicator is the Fe/Rb ratio.

**Сергеев А.Ю., Жамойда В.А. Буданов Л.М.**

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: sergeevau@yandex.ru)

**Новые данные по сейсмостратиграфии четвертичных отложений прибрежного шельфа Берингова моря**

**Sergeev A.Yu., Zhamoida V.A., Budanov L.M.**

(A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute, St. Petersburg)

**New data on seismic stratigraphy of Quaternary sediments of the Bering Sea coastal shelf**

Ключевые слова: четвертичные отложения, континентальный шельф, Берингов пролив, стратиграфия, сейсмостратиграфия, сейсмоакустика.

По новым сейсмоакустическим и геологическим данным, полученным в 2021 г. на шельфе Берингова моря в районе Анадырского залива и залива Креста, проведено сейсмостратиграфическое расчленение плиоцен-четвертичных отложений.

В ходе полевых геолого-геофизических работ на шельфе Берингова моря, проведенных отделом Региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ в 2021 г. были получены новые данные о строении и составе отложений, слагающих верхнюю часть геологического разреза шельфа. С использованием метода непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) и вибробурения установлены границы распространения ледниковых образований на шельфе, грунтовыми колонками были вскрыты разновозрастные четвертичные морские отложения, погребенные аллювиальные долины и опробованы нефелоидные осадки бухт и заливов в пределах прибрежно-шельфовой зоны от м. Наварин до Берингова пролива. Для интерпретации геофизических данных использовались как собственные данные, так и архивные отчеты прогнозно-оценочных и опытных морских геолого-геофизических работ, выполненных в рамках геологических съемок шельфа в 1970-х – 80-х годах ПГО «Севморгеология», ВНИИОкеангеология, Арктической комплексной геолого-геофизической экспедицией (В.К. Дорофеев, Ю.П. Дегтяренко, Федюкович О.А. и др.).

Представления о геологическом строении и сейсмостратиграфические корреляции разрезов Анадырского бассейна базируются на результатах сейсмических исследований, увязанных со скважинами побережья Анадырской низменности и морской глубокой скважиной Центральная-1 [3], которая в 2002 г. вскрыла кайнозойский осадочный чехол палеоцен-квартера до глубины 2785 м [1]. Поисковый характер скважины обусловил то, что верхняя часть разреза (111.5–380 м), предположительно плиоцен-четвертичного возраста, не была охарактеризована ни каротажем, ни каменным материалом. Подошва комплекса проводится по поверхности

несогласия, выраженной на сейсмических разрезах опорным отражением 1 (СГ1). Судя по сейсмической записи и скоростям волн (менее 1670 м/с), отложения представлены рыхлыми газонасыщенными породами, а их мощность составляет 268.5 м [1].

По данным работ ВСЕГЕИ в разрезе отложений четвертичного возраста на шельфе Берингова моря в районе Анадырского залива выделяется четыре сейсмотолщи (ССТ), ограниченные отражающими горизонтами (ОГ).

Нижняя – ССТ 4 прослежена на акватории Берингова моря преимущественно по архивным профилям МОВ ОГТ, выполненным в основном силами Дальморнефтегеофизики и геологической службой США (USGS). Региональный горизонт СГ 1, определяемый как подошва ССТ 4, прослеживается по локальным несогласиям на профилях МОВ ОГТ [2]. Сама толща характеризуется сплошной серией субпараллельных протяженных выдержанных акустических (внутренних) границ. Внутри сейсмотолщи иногда фиксируются зоны потери корреляции и явные смещения, вероятно, связанные с разрывными нарушениями. Такие зоны сконцентрированы вдоль северного берега Анадырского залива на удалении 10–20 км от берега. Кровля ССТ 4 – отражающий горизонт ОГ 4 на акватории Берингова моря на профилях НСАП прослеживается повсеместно, за исключением участков распространения газонасыщенных осадков в заливе Креста. Горизонт ОГ 4 – интенсивный, протяженный и четкий, выделен по границе несогласия. В прибрежной части сейсмических разрезов горизонт приближается к современной поверхности морского дна и погружается в мористую. Зачастую кровля ССТ 4 осложнена врезами (рисунок). Мощность ССТ 4 в исследуемом районе достигает 750 м, в заливе Креста зафиксирована мощность более 170 м. ССТ 4 сопоставляется с морскими отложениями плиоцена–нижнего звена неоплейстоцена ( $^8mN_2-I$ ).

ССТ 3, выделяемая на шельфе Берингова моря, характеризуется сложной инфраструктурой записи, прерывистостью внутренних рефлекторов с частыми потерями корреляции, множеством внутренних границ средней и малой протяженности с разными углами падения. Внутри нее границы представлены отражающими площадками средней и большой протяженности различной интенсивности. Рефлективность в толще варьирует от высокой до практически акустически прозрачной, волновая картина сложная с клиноформами, линзами и пластами небольшой мощности, что свидетельствует о крайне изменчивых условиях седиментации во время накопления отложений, слагающих сейсмотолщу. Особенно сильно проявляется сложная инфраструктура записи при увеличении мощности ССТ свыше 30–40 м. Проследить внутри ССТ 3 выдержанные границы пачек на значительных площадях не удается. Сейсмотолща достигает мощности более 70 м; в заливе Креста зафиксирована мощность 85 м. Горизонт ОГ 3, ограничивающий ее сверху,

хорошо фиксируется на записях НСАП и представляет собой относительно ровную границу, он имеет широкое распространение в пределах шельфа и по периферии впадины Анадырского залива подходит близко к поверхности дна. ОГ 3 зачастую осложнен многочисленными врезами, пологими впадинами и сглаженными выступами. Предполагается, что отложения, слагающие ССТ 3, накапливались в среднем неоплейстоцене ( $^8m\Pi_{1-5}$ ).

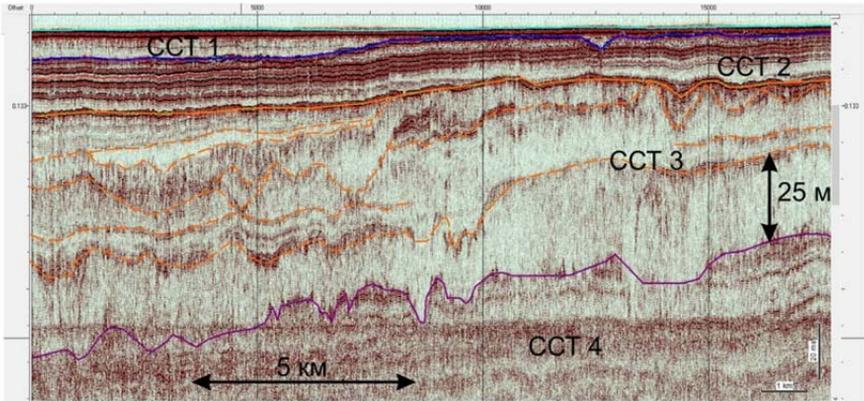


Рисунок. Фрагмент временного разреза по сейсмоакустическому профилю в районе Анадырского залива с выделенными сеймостратиграфическими толщами

Локально в заливе Креста и на юго-востоке листа выделена сейсмотолща со схожей с ССТ 3 волновой картиной – ССТ G. Для ее инфраструктуры характерны хаотичные внутренние отражения в пределах залива Креста, за его пределами внутренние структуры напоминают чешуйчатые клиноформы. Горизонт ОГ G – интенсивная граница сложной геометрии, ограничивающая сверху ССТ G. В пределах залива Креста горизонт зигзагообразный, за его пределами прослеживается в качестве кровли отдельных погребенных положительных форм (гряд). Сейсмотолща ССТ G достигает мощности более 26 м, в заливе Креста зафиксирована мощность более 21 м. Судя по типичным геоморфологическим признакам, отложения сейсмотолщи представлены ледниковыми отложениями среднего неоплейстоцена ( $^8g\Pi_6$ ).

ССТ 2 характеризуется серией субгоризонтальных протяженных отражающих границ, которые в основании повторяют геометрию подстилающего ОГ и выполаживаются вверх по разрезу. Также по разрезу изменяется интенсивность внутренних отражений, увеличиваясь к основанию толщи. Отложения ССТ 2 выполняют локальные понижения в кровле нижележащих толщ, нивелируя их, а по характеру записи имеют преимущественно глинистый состав. На некоторых участках толща

разделяется на две пачки относительно интенсивной внутренней отражающей границей, выше которой слоистость становится менее выраженной. Сейсмотолща достигает мощности в 24 м. В заливе Креста установлена наибольшая мощность нижней подтолщи – 23 м, верхней – 13 м (профиль НСАП 21Q1L01). Кровля сейсмотолщи – горизонт ОГ 2 – относительно ровная субгоризонтальная граница средней интенсивности, осложненная на юге района работ немногочисленными врезами. Граница четко фиксируется на записях НСАП и высокочастотного профилографа. Отложения ССТ 2 сопоставляются с морскими отложениями верхнего неоплейстоцена ( ${}^8mIII_{1-3}$ ), а для подтолщ предполагается возраст первой и третьей ступеней позднего неоплейстоцена ( ${}^8mIII_1$  и  ${}^8mIII_3$ ). ОГ 2 прослежен практически повсеместно в пределах шельфа и на значительных площадях выходит на современную поверхность морского дна.

ССТ 1 завершает разрез и ограничена сверху современным морским дном (ОГ 1). Отложения сейсмотолщи представлены морскими отложениями голоцена. В седиментационных бассейнах по инфраструктуре схожа с ССТ 2, но для отражений характерна меньшая амплитуда сигнала, а также наличие участков записи, ниже которых отражения не фиксируются (акустические окна), что вероятней всего, связано с газонасыщенными осадками. В прибрежной части Берингова моря вне современных седиментационных бассейнов к сейсмотолще ССТ 1 на разрезах отнесены затопленные аккумулятивные формы, сложенные песчано-гравийными отложениями. Инфраструктура записи в них либо с наклонными отражающими горизонтами, либо акустически прозрачная, что вероятно связано с закритическими углами отражения на наклонных внутренних слойках, и всегда с горизонтальной границей в основании.

Расчленение отложений и их корреляция с разрезами и скважинами суши позволяет сделать предварительные выводы об истории геологического развития района: на границе раннего и среднего неоплейстоцена происходила заметная перестройка от условий открытого шельфа к прибрежно-морским, что выражено во внутренних структурах толщи и эрозионном характере отражающего горизонта ОГ 4. В среднем неоплейстоцене происходили неоднократные изменения уровня моря, что привело к формированию толщи относительно мелководных отложений с неоднородным строением, осложненной многочисленными врезами с прерывистыми рефлекторами. Глубокая регрессия конца среднего неоплейстоцена выразилась в образовании обширной поверхности выравнивания на всем Анадырском шельфе и в образовании комплекса конечно-моренных отложений и гряд на выходе из фиордов и заливов южного побережья Чукотского полуострова. Последующие морские трансгрессии позднего неоплейстоцена приводили к формированию морских толщ отложений, характеризующихся спокойным залеганием и выполняющих наиболее глубокие впадины и котловины, выработанные

среднеплейстоценовыми ледниками.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию «Создание карт комплектов государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант Госгеолкарты-1000/3)».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маргулис Л.С., Агапитов Д.Д., Маргулис Е.А., Пылина Л.М., Гладенков А.Ю., Жидкова Л.С., Дмитриева Т.В., Федорова В.А., Фрегатова Н.А. Первые данные о кайнозойском разрезе Чукотского шельфа Берингова моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–12.
2. Разумный А.В., Сидоренко В.И., Сапожникова Л.П., Кротова-Путинцева А.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-59 – Пахачи. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 323 с.
3. Харахинов В.В. и др. Нефтегазоносные бассейны Берингоморского региона: (итоги нефтегазопроисковых работ 2000–2009 гг.). М.: Научный мир, 2014. 337 с.

Based on new sub-bottom profiling data and geological data obtained in 2021 on the Bering Sea shelf in the area of the Anadyr Bay, a seismic stratigraphic chart from Pliocene to Holocene was carried out.

**Сергеева В.М., Лейченко Г.Л.**

(ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: [wanda@list.ru](mailto:wanda@list.ru))

## **Ранняя история раскрытия океана между Антарктидой и Австралией**

**Sergeeva V.M., Leitchenkov G.L.**

(FSBI «VNIIOkeangeologia», St. Petersburg)

## **Early history of ocean opening between Antarctica and Australia**

Ключевые слова: ЮВИХ, Австралия, Антарктида, палеорекострукция, спрединг, тектоника

Рассматривается вопрос формирования юго-восточного хребта Индийского океана (ЮВИХ) на ранней стадии спрединга. С помощью построения палеорекострукций рассматривается взаимодействие двух встречно развивающихся осей спрединга из Индийского и из Тихого океанов в период 80-40 млн. лет назад, влияние этого взаимодействия на процесс распада австрало-антарктической палеоплиты.

До 80 млн. лет назад Австралия и Антарктида были единым континентом в составе Гондваны, который включал области развития древней коры архейского – среднепротерозойского возраста и гетерогенной коры палеозойского-раннемезозойского складчатого пояса. Разделение этого континента происходило в позднем мезозое – раннем кайнозое за счет синхронных процессов – пропагации осей спрединга из Индийского и Тихого океанов навстречу друг другу, с ортогональным пересечением древних литосферных блоков.

Для реконструкции раскола Австрало-Антарктического палеоконтинента использовалось программное обеспечение по тектонике литосферных плит GPlates, позволяющее моделировать палеогеографические особенности в геологическом прошлом. При составлении моделей мы опирались на положение магнитных аномалий для австралийской [1] и антарктической [2] плит. Проблемным оставалось согласование геологической и геофизической информации в западной и восточной частях Австрало-Антарктической палеоплиты и присутствие широкого разрыва (недосовпадения) границ континентов в центральной части.

Предлагаемые нами реконструкции Австралии и Антарктиды в геологическом прошлом строилось, прежде всего, на совпадении геометрии одновозрастных сопряженных магнитных аномалий, чья геометрия не менялась с момента своего формирования. Учитывались также корреляция границ древних тектонических областей в Австралии и Антарктиде и имеющиеся геодинамические представления об эволюции Тихого и Индийского океанов.

Ранний этап раскрытия ЮВИХ (80–40 млн. лет назад) по характеру действовавшего режима спрединга отчетливо разделяется на ультрамедленный (80–50 млн. лет назад) и медленный (50–40 млн. лет назад).

Формирование океанической коры началось около 80 млн. лет назад, а взаиморасположение Австралии и Антарктиды реконструируется по 33 магнитной аномалии. На раннем этапе океанического раскрытия ультрамедленный режим спрединга развивался только в западной части ЮВИХ, в то время, когда значительная часть восточной части австрало-антарктической палеоплиты (между современными Тасманией и Землей Георга V) представляла собой единый и не разделившийся массив континентальной коры. Полюс раскрытия ЮВИХ 80–50 млн. лет назад располагался на западе, в районе сформировавшегося вулканического плато Кергелен; Австралия двигалась на запад относительно Антарктиды. В этот период на востоке еще не разделившаяся континентальная кора Австралии и Антарктида испытывала растяжение с перестройкой палеонапряжений в уже существующих рифтовых бассейнах (рифтовые бассейны Басс, Отвей и Сорелл); отмирала рифтовая ось к югу от рифтового блока Адели и после 65 млн. лет назад сформировался левосторонний сдвиг между Тасманией и сопряженной антарктической континентальной окраиной.

Наличие на востоке широкой области неразделившейся растянутой континентальной коры между Австралией и Антарктидой, препятствует полноценному раскрытию молодого океана, накладывая ограничения на характер самого раннего спрединга. В сформировавшемся ЮВИХ эти ограничения выражались в ультрамедленных скоростях аккреции океанической коры и перескоках осей спрединга [3]. Критическое падение скорости спрединга 68–61 млн. лет назад (31–27 магнитные аномалии) привело к формированию крупных структур амагматических поднятий, сложенных серпентинизированными перидотитами (зона Диамантина и ее аналог вдоль антарктической окраины). Критическое падение скорости спрединга соответствует по времени отмиранию рифтовой оси к югу от блока Адели и заложению левостороннего сдвига между Тасманией и Антарктидой. Эти события свидетельствуют о принципиальном перераспределении палеонапряжений в австрало-антарктической палеоплите.

48 млн. лет назад (магнитная аномалия С21) скорость раскрытия ЮВИХ выросла почти в 2 раза (с ультрамедленных до медленных). Как видно из палеореконструкций для 21, 20 и 18 магнитных аномалий, полного разделения между Австралией и Антарктидой еще не произошло, но раскрытие ЮВИХ распространилось в область между Тасманией и сопряженной окраиной Антарктиды. Полюс раскрытия восточного сегмента ЮВИХ располагался около южной окраины Тасмании и смещался дальше на юго-восток в сторону Тихого океана. Изменение геометрии раскрытия

ЮВИХ означало и изменение направления Австралии относительно Антарктиды с север-северо-западного на северное. Медленный спрединг раннего этапа раскрытия ЮВИХ завершился 40 млн. лет назад (18 магнитная аномалия) переходом к современному стабильному среднескоростному режиму раскрытия ЮВИХ.

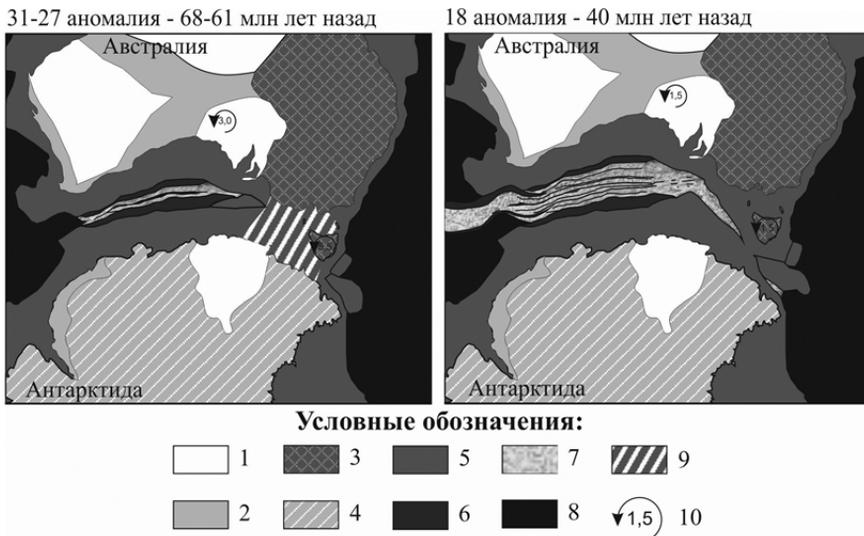


Рисунок. Палеорекострукции Австралии-Антарктиды по 31-27 и 18 магнитным аномалиям. 1 – континентальная кора архейских кратонов, 2 – континентальная кора PR1-2 подвижных поясов, 3 – континентальная кора PZ-MZ подвижного пояса, 4 – неизученная континентальная кора, 5 – континентальный шельф, 6 – амагматические поднятия, сложенные серпентизированными перидотитами, 7 – океаническая кора ЮВИХ, формирующаяся в результате раскола Австралии-Антарктиды, 8 – океаническая кора, рассматриваемая в рамках исследования, 9 – континентальная кора, подверженная растяжению, 10 – угол поворота континентального блока, относительно современного положения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Leitchenkov G.L., Grikurov G.E. Tectonic Map of the Antarctic. 2nd edition. CCGM-CGMW. Paris, 2023.
2. Tikku A.A., Cande S.C. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons? // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104. № VI. P. 661–677.
3. Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического

моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91. doi: 10.31857/S0002-33372019276-91

The issue of the formation of the southeastern Indian Ocean Ridge (SEIR) at the early stage of spreading is considered. Using paleo-reconstructions, we examine the interaction of two counter-developing spreading axes from the Indian and Pacific Oceans in the period 80-40 million years ago, and the influence of this interaction on the process of collapse of the Australo-Antarctic paleoplate.

**Сломнюк С.В., Новичкова Е.А., Смирнова К.М.,  
Козина Н.В., Баранов Б.В., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д.<sup>1</sup>**  
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
slomnyuk.sv@ocean.ru)

**Литологическая характеристика и комплексы  
микрофоссилий осадков контуритового дрефта в Карском  
море**

**Slomnyuk S.V., Novichkova E.A., Smirnova K.M., Kozina N.V.,  
Baranov B.V., Matul A.G., Kravchishina M.D.**  
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Lithologic characterization and microfossil assemblages of  
contourite drift sediments in the Kara Sea**

Ключевые слова: контуритовый дрефт, Карское море, бентосные фораминиферы, магнитная восприимчивость, спектрофотометрия.

В данной статье представлены результаты литологического и микропалеонтологического анализов донных осадков контуритового дрефта Карского моря. В осадках были измерены магнитная восприимчивость, спектрофотометрические характеристики, изучен состав ассоциаций бентосных фораминифер. По результатам анализов реконструирована смена условий осадконакопления в голоцене.

Контуритовые дрефты – это осадочные тела на дне океанов и морей, формирующиеся под воздействием постоянных придонных течений преимущественно в районах континентального склона. Тем не менее, существуют разные типы дрефтов, отличающиеся как по своим масштабам, так и по местоположению [1]. Объектом наших исследований является контуритовый дрефт, сформированный в узкой субмеридиональной депрессии с глубинами до 240 м, расположенной в юго-западной части Карского моря [2]. Изученная область отличается сложным изрезанным рельефом дна с перепадами глубин от нескольких сот метров до первых десятков метров, сформировавшимся, вероятно, во время осушения арктического шельфа под воздействием последнего оледенения суши [3, 4].

Согласно сейсмоакустическим данным, осадочное тело расположено в линейной грабенообразной депрессии длиной 18 км и относительной глубиной до 160 м, с углами наклона склонов 15–20° в среднем и до 27–30° на наиболее крутых участках. Ширина депрессии в ЮВ части изменяется от 1.5 км до 1.7 км, в СЗ части от 2.8 до 3 км [5]. Морфология и местоположение осадочного тела позволяет с уверенностью отнести его к контуритовым дрефтам ограниченного типа (англ. confined) [6].

Изученные нами осадочные колонки отобраны трубкой большого диаметра (ТБД) на севере, юге и в центральной части дрефта в ходе 89-го

рейса (1-й этап) НИС «Академик Мстислав Келдыш» в сентябре 2022 г. Для исследования происхождения данного осадочного тела, помимо макроскопического литологического описания осадков на борту судна, колонки были изучены с помощью автоматизированной системы комплексного сканирования кернов MSCL-XYZ GEOTEK в лаборатории ИО РАН. Сканирование кернов позволяет получить данные по магнитной восприимчивости осадков методом магнитометрии, характеристикам яркости и интенсивности цвета методом спектрофотометрии и по элементному составу методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии. Кроме того, на борту судна проведен экспресс-анализ содержания и состава раковин фораминифер с частотой отбора каждые 10 см керна. Осадок промывался через сито 63 мкм и просматривался под биноклем.

По литологическим данным, верхние 6–7 м осадочного тела, вскрытые ТБД, представлены пелитовыми илами с частыми алеврито-пелитовыми и песчаными прослоями. Во всех колонках присутствуют стяжения гидротроилита, содержание которого постепенно увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток по простиранию осадочного тела, а также с глубиной в осадках колонок. Предварительный литологический анализ осадков колонок, наряду с данными спектрофото- и магнитометрии, экспресс-анализа бентосных фораминифер (БФ), позволили выделить три основных горизонта в колонке 7443, и два горизонта в колонках 7444 и 7445 (рисунок).

Осадки первого горизонта вскрыты только в юго-западной части дрефта (ст. АМК-7443) на глубине 510–691 см. Они представлены пелитовым илом темно-серого цвета, с мощными прослоями песка и алевритового ила. Количество найденной фауны невелико на фоне большого количества стяжений гидротроилита, за счет которого цвет осадка становится практически черным. Анализ БФ показал полное отсутствие их раковин в осадках колонки. Для осадков характерны повышенные значения магнитной восприимчивости осадков от 45 до 97  $\times 10^{-5}$ SI. Показатели светлоты осадков изменяются в пределах от 32 до 42.

Второй горизонт, вскрытый в колонках 7443 (160–510см), 7444 (575 см до забоя), 7445 (681 см до забоя), сложен плотным алеврито-пелитовым илом темно-зеленого цвета с тонкими прослоями песка и песчанистого алеврита. Для данного слоя характерно большое количество остатков двустворчатых моллюсков и стяжений гидротроилита. По результатам микропалеонтологического анализа в составе БФ встречаются виды: *Elphidium clavatum*, *Nonion labradoricum*, *Cassidulina reniforme*, *Elphidium incertum*, *Buccella frigida*, *Elphidium bartletti*. Предположительно по результатам анализа БФ, осадки данного горизонта могли накапливаться в два этапа: для первого были характерны нормальные условия арктического морского бассейна, на втором этапе бассейн, вероятно, стал менее соленым за счет притока пресных вод. Для осадков этого горизонта характерно

уменьшение значения магнитной восприимчивости осадков с 20 до  $40 \times 10^{-5} \text{SI}$ . Показатели светлоты осадков изменяются в пределах от 28 до 38, что связано с увеличенным количеством гидротроилита в осадке.

Осадки третьего горизонта вскрыты в колонках 7443 (0–160 см.), 7444 (0–575 см.), 7445 (0–681 см.). Они представлены неплотным сравнительно однородным алеврито-пелитовым илом оливкового цвета без остатков раковин моллюсков. По результатам анализа БФ преобладающими видами фораминифер являются: *Cassidulina reniforme*, *Elphidium incertum* и *Cibicides lobatulus*. Вероятно, по результатам анализа БФ, условия осадконакопления типичные для арктического бассейна сменялись на менее суровые морские, с периодами активного притока пресных вод. Для осадков этого горизонта характерны пониженные значения магнитной восприимчивости осадков от 10 до  $20 \times 10^{-5} \text{SI}$ . Показатели светлоты осадков изменяются в пределах от 26 до 44.

Формирование осадочного тела происходило, вероятно, под влиянием направленных придонных течений, о чем свидетельствует постепенное увеличение мощности отдельных горизонтов дрефта с ЮЗ на СВ и что подтверждается нашими данными по изучению придонного течения [2].

Согласно результатам предварительного литологического анализа, исследуемое осадочное тело является контуритовым дрефтом, который по типу отложений можно отнести к илистым контуритам (англ. muddy contourites) [7]. Особенностью данного типа дрефтов является то, что его осадки более чем на 50% состоят из пелитового ила с примесью песчаной фракции до 15% и могут включать до 10% известково-кремнистых организмов, которые часто замещаются гидротроилитовыми включениями. В редких случаях илистые дрефты имеют первичную слоистость, которая часто характеризуется изменением окраски или неравномерно сортированными прослоями более грубого материала. В арктических морях ближайшим аналогом изученного осадочного тела является высокоширотный дрефт Квейтола [7], расположенный в желобе-троге западной континентальной окраины Баренцева моря и образованный в результате деятельности придонных течений. Кроме того, по литологическому составу, структуре и условиям образования рассматриваемый контуритовый дрефт Карского моря имеет значительные сходства с контуритовым дрефтом Балтийского моря [8].

Совместив выделенные интервалы по данным экспресс-анализа фораминифер с горизонтами, ограниченными по данным спектрофотометрии и магнитометрии, можно судить о неоднократной смене обстановок осадконакопления во время формирования дрефта.

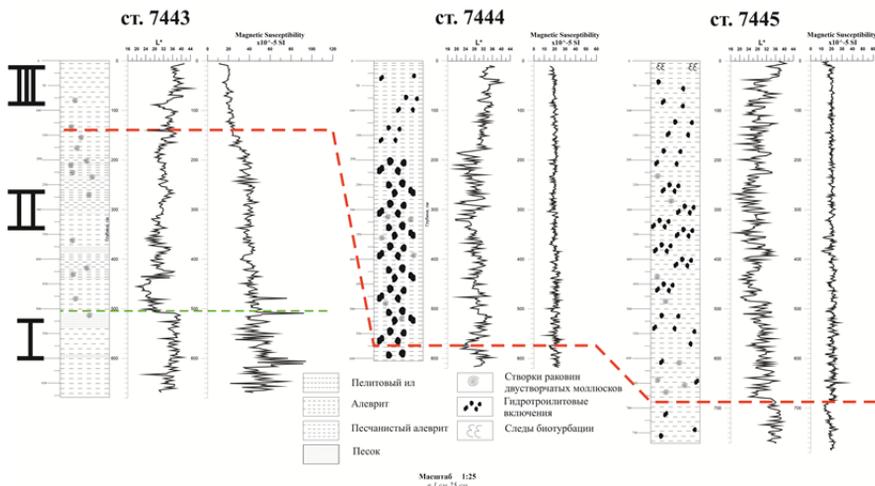


Рисунок. Литологический состав по данным бортового описания, светлота (Lightness,  $L^*$ ) и магнитная восприимчивость осадков колонок АМК-7443, 7444 и 7445.

Таким образом, осадки нижнего горизонта накапливались в нормальных морских условиях арктического бассейна со значительным поступлением терригенного материала с суши, о чем свидетельствует высокая магнитная восприимчивость. Для среднего горизонта реконструируются морские условия с поступлением пресных вод и ростом сезонной продуктивности. Осадки верхнего горизонта формировались в нормальных морских условиях, близких к современным. Наличие на шельфе Карского моря тектонических депрессий [9], аналогичных выше рассмотренной, дает основание предположить, что в них тоже могут формироваться осадочные тела, являющиеся контуритовыми дрифтами.

Авторы благодарят экипаж НИС «Академик Мстислав Келдыш» а также всех участников экспедиции за помощь при работе с донными осадками.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 20-17-00157-П. Экспедиционные исследования выполнены в рамках гос. задания №FMWE-2021-0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D.V., Wählin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // Marine Geology. 2014. № 352. P. 111–154.
2. Баранов Б.В., Амбросимов А.К., Мороз Е.А. и др. Позднечетвертичные контуритовые дрифты на шельфе Карского моря // Доклады Российской

академии наук. Науки о земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 102–108.

3. Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М. и др. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 776–788.

4. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Reviews*. 2004. № 23. P. 1485–1511.

5. Сорохтин Н.О., Никифоров С. Л., Ананьев Р.А. и др. Геодинамика арктического шельфа России и рельефообразующие процессы в Центральном-Карском бассейне // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 4. С. 625–635.

6. Rebesco M., Özmaral A., Urgeles R. et al. Evolution of a high-latitude sediment drift inside a glacially-carved trough based on high-resolution seismic stratigraphy (Kveithola, NW Barents Sea) // *Quaternary Science Reviews*. 2016. № 147. P. 178–193.

7. Stow D.A.V., Faugères J.-C. Contourite facies and the facies model // *Contourites*. / Rebesco M., Camerlenghi A. (Eds.). Amsterdam: Elsevier. 2008. V. 60(13). P. 223–256.

8. Sivkov V., Gorbtskiy V., Kuleshov A., Zhurov Y. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system // *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics* / Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J. A., Faugeres J.-C., Viana A. R. (Eds.). Geological Society, London, Memoirs. 2002. № 22. P. 121–136.

9. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2007. № 2. С. 1–37.

This study presents the results of lithological and micropalaeontological analyses of bottom sediments from the Kara Sea contourite drift. Magnetic susceptibility and spectrophotometric parameters were measured in the sediments, and the benthic foraminifera assemblage was studied. The results of the analyses were used to reconstruct the change in sedimentation conditions during the Holocene.

## **Смирнова В.В., Луговой Н.Н.**

(Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва,  
e-mail: smirnova\_veronika\_01@bk.ru)

## **Парагляциальные берега архипелага Северная Земля Smirnova V.V., Lugovoy N.N.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

## **Paraglacial coasts of the Severnaya Zemlya archipelago**

Ключевые слова: типы берегов, арктические острова, фьордовые побережья, оледенение

С помощью дистанционных данных и полевых наблюдений экспедиции «Открытый Океан: Архипелаги Арктики – 2019» рассмотрено морфогенетическое разнообразие берегов пяти крупнейших островов архипелага Северная Земля. Длина береговой линии составляет более 3.3 тыс. км, геоморфологические процессы практически на всем ее протяжении находятся под влиянием оледенения.

Нанесенная на карту только столетие назад Северная Земля представляет собой архипелаг из 5 крупных и около 200 мелких островов, расположенных в российской Арктике на границе морей Карского и Лаптевых. Общая протяженность береговой линии островов Шмидта, Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции и Большевик – более 3 тыс. км. Безледный период в омывающих акваториях продолжается с июля по сентябрь. Динамический возраст берегов карской и лаптевоморской сторон составляет 1800 и 840–1200 лет соответственно [1], для внутренних берегов заливов и узких проливов, акватории которых не каждый год вскрываются ото льда, он приближается к десяткам – первым сотням лет.

Скучные сведения о береговой зоне Северной Земли объясняются ее труднодоступностью и слабым освоением. Данное исследование основано на анализе данных ДЗЗ (спутниковых снимков Esri World Imagery и ЦМР ArcticDEM) с привлечением материалов геоморфологических наблюдений, собранных в рамках комплексной экспедиции «Открытый Океан: Архипелаги Арктики – 2019».

Острова Большевик и Октябрьской Революции имеют наиболее контрастный рельеф. В их центральных частях на отметках до 800 м расположено ступенчатое плато, склоны которого местами подходят вплотную к береговой линии. К берегам о-вов Пионер и Комсомолец на всем их протяжении подходит слабо расчлененная прибрежная равнина, абразионная (выработанная в ордовик-девонских известняках и песчаниках) или цокольная морская равнина. Берега о. Шмидта на 83% представлены обрывами одноименного ледникового купола. Современное оледенение покрывает 40% архипелага, а в прошлом, по геологическим данным, распространялось на всю его территорию и частично на прилегающий

шельф.

Ледяные берега суммарно протягиваются на 420 км – это края ледниковых куполов (полого опускающиеся к морю плавучие пластины льда (рис. 1а) и ледяные обрывы высотой до 40 м) и выводных ледниковых потоков, подверженных перемещению береговой линии за счет подвижек и откола айсбергов. Последние составляют 39.3% всех ледяных берегов и представлены только на трех крупнейших островах архипелага.

Берега высоких широт, в особенности берега арктических архипелагов, расположенные в пределах ранее покрытой льдом территории или в близости от нее, где ледниковые формы рельефа или гляцигенные отложения оказывают заметное влияние на характер и эволюцию побережья и прибрежно-морских наносов, в литературе иногда рассматриваются как парагляциальные (paraglacial coasts) [2].

Прямое влияние ледников как агента рельефообразования обуславливает расчленение береговой линии, связанное с ледниковыми формами рельефа: трогами, баранными лбами, формами ледниковой аккумуляции (моренами, друмлинами и т.д.). К первичным экзарационно-тектоническим относится 10.5% берегов Северной Земли. Встречаются как фьорды, так и фиарды. Примером последнего является бухта Узловая на юге о. Комсомолец. Крупнейшие фьорды Северной Земли – заливы Ахматова и Матусевича, а точнее – их верхние крутостенные части. Фьорд Матусевича (о. Окт. Революции) в вершине образован слиянием двух меньших фьордов. Борта пролива Шокальского рассекают фьорды Партизанский, Спартак, Тельмана, Марата, заложенные по разломам. Высота бровок бортов некоторых из них достигает 300 м, крутизна бортов – 20–30°. Малые фьорды более прямолинейны и вдаются в сушу на 6–18 км, крупные – на 50 км.

Вершины фьордов, от которых в настоящее время отодвинулись ледниковые языки, находятся на этапе развития, который знаменуется «песчаным максимумом» («paraglacial sand maximum») – резким возрастанием объемов флювиогляциальных осадков, доставляемых в береговую зону [3]. Прямолинейные берега сквозного фьорда-пролива Шокальского также находятся в процессе вторичного расчленения лопастными дельтами флювиогляциальных потоков. Они не выдвигаются далее, чем на 70–100 м за контур береговой линии из-за крутизны подводного борта фьорда.

В других случаях дегляциация приводит к экспонированию морен, трансформируемых береговыми процессами. Тонкая полоса новообразованной суши протягивается вдоль края ледника Вавилова (о. Октябрьской Революции) (рис. 1в, г). Местами этот берег оконтурен узким «эмбриональным пляжем». Напротив, морена ледника Русанова испытывает разрушающее воздействие моря, о чем свидетельствует береговой откос высотой 4–10 м. Боковые морены выводных ледников в акваториях фьордов с течением времени под действием гидрогенных процессов могут быть

трансформированы в косы, сложенные грубым галечно-мелковалунным материалом [4]. При затоплении ингрессирующими морскими водами друмлинных полей образуются архипелаги мелких островов, какие встречаются у берегов о. Комсомолец в районе м. Розы Люксембург и вблизи ледника Арктический (о-ва Моренные). Первичные ледниково-аккумулятивные берега составляют 1.8% берегов Северной Земли.

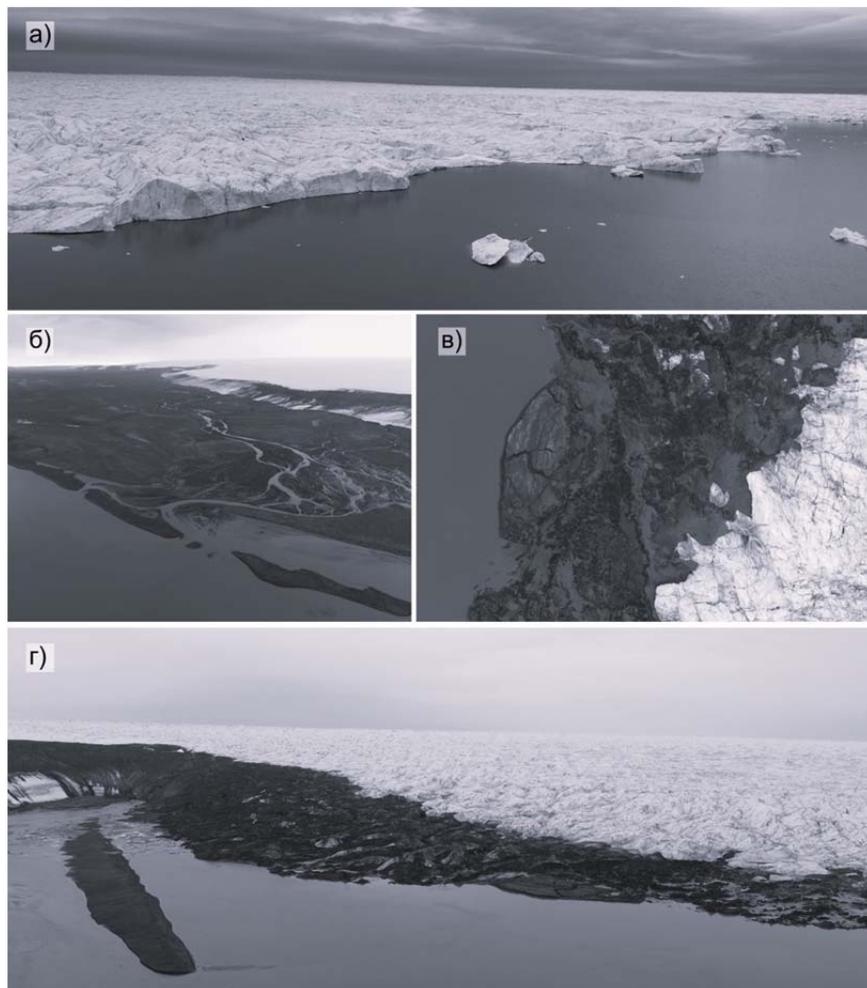


Рисунок 1. Парагляциальные берега южной части бухты Панфиловцев (о. Окт. Революции): а – край выводного языка купола Вавилова; б – островные бары, сформированные флювиогляциальными осадками; в-г – юный

Косвенно оледенение воздействует на морфодинамику береговой зоны путем пополнения ее дисперсным терригенным материалом, в большом объеме переносимым водно-ледниковыми потоками. Со стороны открытого Карского моря вдоль побережья Северной Земли располагается множество береговых баров, отгораживающих лагуны. Самые крупные из них достигают 8 км в длину при ширине не более 150 м и высоте 1.5–2.5 м. Отличительная черта баров парагляциальных областей – их питание преимущественно за счет терригенного материала, поставляемого с суши потоками талых вод [3] (рис. 1б). Характерно отсутствие сортировки отложений, среди которых велика доля грубого и слабоокатанного материала – гравия, гальки и щебня, валунов. Такие бары гораздо меньше по размеру, чем тропические, и подвержены резким изменениям в ответ на флуктуации объема поступающих в береговую зону наносов.

На долю аккумулятивных (в т.ч. дельтовых) берегов Северной Земли приходится около четверти (26.5%) береговой линии. Однако, судя по морфологии и составу обломков, ветровое волнение (редуцированное большую часть года) играет подчиненную роль в их образовании. Вероятно, аккумулятивные формы (примкнувшие, свободные и отчлененные), в особенности локализованные в полузакрытых акваториях, формируются под действием напора морского льда [5] при участии крупных волн, генерируемых такими событиями, как отколы и перевороты айсбергов, обрушение льда и фрагментов скал.

Берега Северной Земли практически на всем их протяжении могут считаться парагляциальными, поскольку их морфодинамика в значительной степени определена совокупным влиянием предыдущих ледниковых эпох и современной ледниковой активности. Процессы в береговой зоне архипелага характеризуются временной и пространственной динамичностью. В будущем дегляциация территории приведет к смене типов берегов парагляциального спектра и, вероятно, появлению новых островов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукьянова С. А., Сафьянов Г. А., Соловьева Г. Д., Шпилова Л. М. Типы Арктических берегов России // *Океанология*, 2008. Т 48. № 2. С. 290–296.
2. Forbes D.L., Syvitski J.P.M. *Paraglacial Coasts // Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 1994. P. 373–424.
3. Hein C.J., FitzGerald D.M., Buynevich I.V., Van Heteren S., and Kelley J. T. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply // *Geological Society of London, Special Publications*. 2014. № 388 (1). P. 247–280.

4. Nielsen N. A boulder beach formed by waves from a calving glacier: Eqip Sermia, West Greenland // *Boreas*. 1992. № 21. P. 159–168.
5. Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Баранская А.В., Аляутдинов А.Р. Жизнь берегов Северной Земли // *Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной Школы по морской геологии*. Т. II. М.: ИО РАН, 2019. С. 134–138.

Using remote data and field observations obtained during expedition "Open Ocean: Arctic Archipelagos – 2019", the morphogenetic diversity of the coasts of the five largest islands of the Severnaya Zemlya archipelago was considered. The length of the coastline is more than 3300 km, glacial-dominated geomorphological processes affect almost its entire length.

**Стародымова Д.П., Кравчишина М.Д., Новичкова Е.А.,  
Козина Н.В., Сломнюк С.В., Якимова К.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:  
[d.smokie@gmail.com](mailto:d.smokie@gmail.com))

**Особенности литологии и геохимии осадков в районе  
покмарков хребта Вестнезе (континентальный склон  
Шпицбергена)**

**Starodymova D.P., Kravchishina M.D., Novichkova E.A.,  
Kozina N.V., Slomnyuk S.V., Yakimova K.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Lithological and geochemical features of sediments in the  
pockmarks of the Vestnese Ridge (Svalbard continental slope)**

Ключевые слова: иловые воды, диагенез, метаногенез, микроэлементы, геохимические барьеры, аутигенные карбонаты

Области распространения холодных метановых сипов являются природными реакторами, в которых происходит взаимодействие глубинных флюидов с вмещающими осадками. Осадки хребта Вестнезе вскрыты колонкой длиной 552 см, где изучены литолого-геохимические характеристики: окислительно-восстановительный потенциал, структурно-текстурные особенности, химический состав твердой фазы осадков и поровых вод и т.п. В толще донных осадков был выявлен резкий градиент изменения физико-химических параметров, что отражается в последовательной смене химического состава поровых вод и наличие аутигенного минералообразования на геохимических барьерах. Определено современное положение границ зоны анаэробного окисления метана во вскрытой осадочной толще. Результаты исследования позволяют в дальнейшем выполнить более детальные реконструкции процессов осадконакопления в регионе в последние 35 тыс. лет, плейстоцене и голоцене, а также динамику интенсивности разгрузки флюидов термогенного метана в Европейской Арктике.

Изучение генезиса и разгрузки глубинных флюидов метана является одним из актуальных современных направлений исследований в морской геологии. Особый интерес вызывают области подводного высачивания метана, расположенные в высоких широтах, например, на хребте Вестнезе. Этот хребет находится к северо-западу от Шпицбергена, в восточной части пролива Фрама (~79° северной широты), на глубинах примерно 1200–1300 метров (рис. 1). Хребет Вестнезе является дрейфом, а его юго-восточная часть осложнена многочисленными выходами углеводородных газовых флюидов [1]. Во время таяния ледника (примерно 23.6–24.1 тысячи лет назад) происходило активное высвобождение метана из естественных резервуаров углеводородов, залегающих под хребтом, вследствие эвстатических движений земной коры в районе Шпицбергена, что привело к

формированию уникальной системы метановых сипов [1,2,3]. Для исследования современного положения зоны транзита сульфат–метан в осадочной толще и связанного с ней аутигенного минералообразования выполнено изучение осадочной толщи покмарка Лунде хребта Вестнезе.

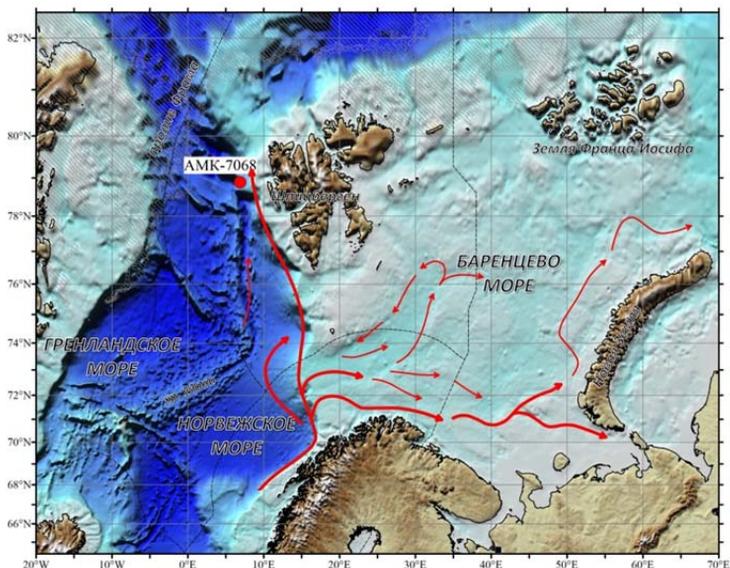


Рисунок 1. Местоположение колонок донных осадков.

Заштрихована область распространения сезонного льда; красными стрелками обозначены направления теплых течений.

Изучены колонки донных осадков AMK-7068 отобранные в районе подводного покмарка Лунде, отобранные при помощи мультикорера Mini Muc K/MT 410 (МК) и гравитационной трубки большого диаметра (ТБД) с глубины моря 1206 м в 84-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в августе 2021 года (рис. 1). Общая длина колонки МК составила 28 см, а длина керна ТБД – 552 см. На борту судна было выполнено литологическое описание осадков, измерены его рН и окислительно-восстановительный потенциал (ОВП), определены интервалы отбора поровой воды, полученной методом центрифугирования. Колонка ТБД была изучена с использованием системы комплексного сканирования кернов Geotek MSCL-XYZ, оснащенной рентгенофлуоресцентным (РФА) датчиком. В результате сканирования колонки были получены данные о магнитной восприимчивости осадков, его спектральных характеристиках и распределении элементов на основе спектров РФА. Дискретность съемки составила 0.5 см. В поровых водах были измерены концентрации основных ионов (методом ионной хроматографии), биогенных макроэлементов и

компонентов (спектрофотометрическим методом) и других элементов (методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой).

Осадки были представлены в основном пелитовыми и алевроитопелитовыми илами, насыщенными органическим веществом до 5 %. На границе 2–3 см в колонке МК установлена смена цвета осадка с темного серо-коричневого на темно-серый. На поверхности и внутри осадка было обнаружено большое количество полихет семейства Siboglinidae и их трубок, представляющих хемосимбиотрофные бентосные организмы. В толще осадков обнаружены отдельные включения гравийного и галечного материала (ледовый разнос). По всей изученной толще осадка наблюдались включения гидротроилита в виде примазок, сгущений, линз и микропрослоев. При отборе осадок имел сильный запах сероводорода. В нижней части колонки глубже 430 см были обнаружены газовые гидраты в виде пластинок белого цвета. Колонка в этом интервале была деформирована разрывами в результате диссоциации газовых гидратов и активной дегазации осадков во время продольного разделения этой части колонки для изучения и отбора проб. Среднее значение  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  в осадках составило  $-59.2\text{‰}$  VPDB, что подтверждает преобладание термогенного источника в составе флюида [4].

По результатам измерения ОВП в осадках установлена резкая смена условий с окислительных на восстановительные в подповерхностном слое 2–4 см (рис. 2). Распределение сульфат-иона в иловых водах показало, что область развития сульфат-редукции находится глубже 100 см в толще осадков. Одновременно со снижением концентрации сульфатов происходит увеличение общей щелочности поровых вод. Такое изменение состава связано с процессом анаэробного окисления метана (АОМ):



Повышенные концентрации марганца в поровых водах наблюдаются в интервале, подстилающем окисленный слой осадка (верхние 2 см), а в более глубоких слоях происходит их постепенное снижение до минимальных значений в интервале 120–130 см вплоть до подошвы колонки. В интервале глубже 150 см происходит постепенное возрастание концентрации бария в поровых водах, связанное, очевидно, с растворением аутигенного барита ( $\text{BaSO}_4$ ) при уменьшении концентрации сульфат-иона в процессе сульфат-редукции [5].

По результатам изучения вертикального распределения Ca/Ti выделены три интервала повышенного содержания кальция: 140–150, 160–185 и 255–360 см. Для нижнего интервала (255–360 см) характерно наличие в осадках аутигенных карбонатных корок. Увеличение значений Ca/Ti установлено в интервалах 140–150 и 160–185 см, вероятно, также связанное с появлением слабokonсолидированных карбонатных стяжений, маркирующих ранний этап формирования метанопродуктивных карбонатных корок. Их образование ассоциируют с АОМ, при котором иловые воды обогащаются

гидрокарбонат-ионом [4]. Наличие нескольких прослоев обогащенных кальцием определяется постепенным перемещением зоны транзита сульфат-метан (СМТЗ) в толще осадка, что связано с изменчивостью потока метана с глубинными флюидами [6]. Распределение отношения Ва/Тi показывает наличие единичного пика бария в интервале 115–116 см. Увеличение значений этого отношения маркирует так называемый баритовый фронт – горизонт осадения аутигенного барита, который находится в колонке выше СМТЗ и маркирует верхнюю границу ее современного положения в колонке. Наличие нескольких горизонтов, обогащенных кальцием, и только одного горизонта, обогащенного барием, позволяет предположить смещение СМТЗ в результате увеличения интенсивности переноса глубинного метаносодержащего флюида к поверхности дна и растворения барита в послеледниковое время [1,5]. В прослоях, расположенных под зоной АОМ, выявлено увеличение сигнала S/Ti, что может свидетельствовать об отложении сульфидных минералов в сероводородной зоне.

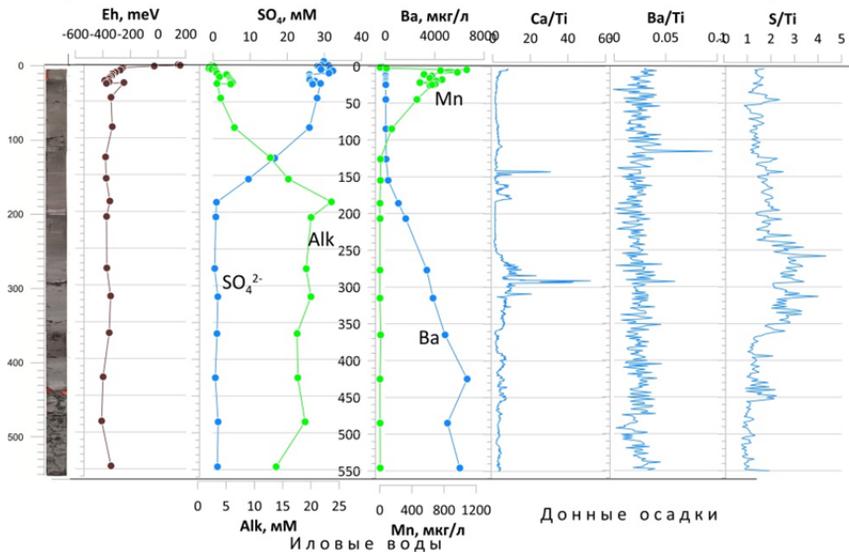


Рисунок 2. Вертикальное распределение ОВП, сульфат-иона, щелочности, Ва и Mn в поровых водах и отношений сигналов Ca/Ti, Ba/Ti и S/Ti в осадках.

Авторы признательны А.А. Кловиткину, экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», и всем, кто помогал в проведении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 20-17-00157-П, <https://rscf.ru/project/20-17-00157/>).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schneider A., Panieri G., Lepland A. et al. Methane seepage at Vestnesa Ridge (NW Svalbard) since the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Review*. 2018. V. 193. P. 98–117.
2. Szybor K., Rasmussen T.L. Diagenetic disturbances of marine sedimentary records from methane-influenced environments in the Fram Strait as indications of variation in seep intensity during the last 35 000 years // *Boreas*. 2017. V. 46. P. 212–228.
3. Szybor K., Rasmussen T.L. Late glacial and deglacial palaeoceanographic changes at Vestnesa Ridge, Fram Strait: Methane seep versus non-seep environments // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. V. 476. P. 77–89.
4. Кравчишина М.Д., Ключиткин А.А., Володин В.Д. и др. Системные исследования осадкообразования в Европейской Арктике в 84-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 4. С. 660–663.
5. Yao H., Niemann H., Panieri G. Multi-proxy approach to unravel methane emission history of an Arctic cold seep // *Quaternary Science Reviews*. 2020. 244. 106490.
6. Barnes R.O., Goldberg E.D. Methane production and consumption in anoxic marine sediments // *Geology (Boulder)*. 1976. V. 4. № 5. P. 297–300.

Cold methane seep areas are natural reactors where deep fluids interact with the host sediments. The sediments of the Vestnesa Ridge have been studied in terms of lithological and geochemical characteristics: redox potential, structural and textural features, chemical composition of the solid phase of sediments, pore water, and etc. A steep gradient of changes in physicochemical parameters was revealed in the sediment core, which is reflected in the sequential change of chemical composition of pore water and the presence of authigenic minerals at geochemical barriers. The present-day position of the anaerobic methane oxidation zone was clarified. The results of the study allow further more detailed reconstructions of sedimentation in the studied region in the recent 35 kyr, as well as the dynamics of the intensity of release of thermogenic methane fluid in the European Arctic.

**Суетнова Е.И.**

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail:  
Elena\_suetnova@mail.ru )

**Нелинейная динамика изменения температуры в морском дне при быстрой эрозии поверхности дна в северных морях**  
**Suetnova E.I.**

(Shhmidt Institute of the physics of the Earth RAS, Moscow)

**Nonlinear dynamic of the temperature evolution inside the ocean floor due to the fast erosion of the seabed in the northern seas**

Ключевые слова: температура в морском дне, северные моря, газовые гидраты, эволюция зоны стабильности, эрозия морского дна

В работе исследуется потенциальное влияние на процесс эволюции температуры в морском дне важного процесса вызываемого деградацией ледникового покрова в северных морях – процесса эрозии морского дна вследствие воздействия отступающего ледникового покрова оставляющего следы волочения на поверхности дна и тем самым влияющего на термобарические условия в дне. Рассматривается аналитическое решение уравнения теплопроводности дающее представление о временной и пространственной нелинейной динамике эволюции поддонных температур после эрозии.

В некоторых районах дна северных морей геофизические исследования показывают следы эрозии морского дна, вследствие пропахивания поверхности дна киями движущихся айсбергов. Эти следы иногда вызывают значительные эрозионные углубления [1–3], что должно потенциально влиять на распределение термобарических условий в морском дне в зоне волочения так как при этом изменяется внешнее давление и изменяется температура поверхности осадков.

Кроме того, такие изменения влияют на положение потенциальной зоны стабильности газовых гидратов и могут приводить к возможному разложению или перераспределению газовых гидратов вследствие эрозии дна и по этому изучение динамики эволюции температуры морского дна актуально и для понимания эволюции скоплений газовых гидратов и выбросов газа в арктическом дне что актуально для безопасности морских исследований и работ.

Исследование влияния эрозии на изменение температурного режима дна произведем с помощью математического моделирования процесса изменения температуры среды дна вследствие эрозии на глубину  $L$  в определенный момент времени.

Моделирование изменения распределения температуры дна вследствие эрозии.

Уравнение теплопроводности запишется как

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m \cdot V_f \cdot f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\text{Где } A_1 = \frac{\rho_f \cdot C_f}{\rho C}$$

$f$  – температура;  $C$  – теплоемкость;  $v_f$  – скорость фильтрации  $\rho_f$  – плотность,  $\kappa$  – температуропроводность,  $t$  – время,  $z$  – координата,  $m$  – пористость.

Решая это уравнение, получаем, что динамика процесса эволюции распределения температуры в морском дне после эрозии слоя мощности  $L$  при условии, что начальный градиент температуры был равен  $b$ , определяется следующим выражением

$$bL \operatorname{erf}(z_1 / (2\sqrt{\kappa t})) \quad (2)$$

где  $z_1$  отсчитывается от новой поверхности осадков.

Полученное выражение, определяющее динамику эволюции поддонной температуры, позволяет определять эволюцию температуры в произвольной точке глубины  $z_1$  и показывает нелинейную динамику этой эволюции, так как выражение, определяющее эту эволюцию сильно нелинейно по времени. Этот факт очень важен для изучения эволюции поддонных гидратных скоплений вследствие эрозии морского дна, так как показывает, что скорость эволюции гидратных скоплений нелинейно зависит от времени прошедшего после факта эрозии. Поэтому изменения глубины положения сейсмических границ BSR, (если наблюдается) может быть интерпретировано как реакция на эрозию.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ottesen D., Dowdeswell J.A., Landvik J.Y., Mienert J. Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 286–306.
2. Piasecka E.D., Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Stokes C.R. Reconstructing the retreat dynamics of the Bjørnøyrenna Ice Stream based on new 3D seismic data from the central Barents Sea // *Quaternary science reviews*. 2016. V. 151. P. 212–227.
3. Andreassen K., Winsborrow M.C.M., Bjarnadóttir L.R., Rüther D.C. Ice stream retreat dynamics inferred from an assemblage of landforms in the northern Barents Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 246–257.

The paper investigates the potential influence on the evolution of temperature in the seabed of an important process caused by the degradation of the ice sheet in the northern seas - the process of erosion of the seabed due to the impact of the retreating ice sheet leaving traces of dragging on the bottom surface and thereby affecting the thermobaric conditions in the bottom. An analytical solution of the thermal conductivity equation is considered, which gives an idea of the temporal and spatial nonlinear dynamics of the evolution of bottom temperatures after erosion.

**Сухих Е.А.<sup>1</sup>, Кокин О.В.<sup>1</sup>, Росляков А.Г.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: [sukhikh\\_ea@mail.ru](mailto:sukhikh_ea@mail.ru); <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; <sup>3</sup>Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва)

**Литолого-минералогические индикаторы  
гляциодинамического воздействия в донных отложениях  
районов проявления ледовой экзарации в юго-западной  
части Карского моря**

**Sukhikh E.A.<sup>1</sup>, Kokin O.V.<sup>1</sup>, Roslyakov A.G.<sup>2,3</sup>**

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow;  
<sup>3</sup>Lomonosov MSU, Faculty of Geology, Moscow)

**Lithological and mineralogical indicators of the glaciodynamic  
impact in bottom sediments of the ice gouging areas in the  
southwestern Kara Sea**

Ключевые слова: борозды выпахивания, донные осадки, нетермостойкий хлорит, гляциодинамическое воздействие, петрографические шлифы, микротекстура

В образцах донных отложений юго-западной части Карского моря, отобранных как непосредственно в ледово-экзарационных бороздах, так и на фоновых поверхностях, не нарушенных ледовой экзарацией, исследовались структурно-текстурные особенности осадка в петрографических шлифах, анализировался состав глинистых минералов. По результатам исследований, с учетом изменения прочностных характеристик осадка по разрезу, выявлены маркеры деформационных процессов, возникающих при гляциодинамическом воздействии килей дрейфующих ледяных образований на донные отложения. Определена глубина залегания экзарационного контакта в бороздах выпахивания.

Гляциодинамическое воздействие килей дрейфующих ледяных образований на дно сопровождается, помимо выпахивающего эффекта, изменением некоторых физических характеристик и структурно-текстурных особенностей отложений [1]. Выраженность границы ледово-экзарационного воздействия (экзарационного контакта), т.е. поверхности, отделяющей отложения, испытавшие непосредственное выпахивающее воздействие (доэкзарационные отложения), от более молодых морских осадков, заполняющих борозды частично или полностью (постэкзарационные отложения), зависит как от параметров ледяного образования, так и от глубины моря и гидрометеорологических условий.

Определение глубины залегания экзарационного контакта, вместе с данными об абсолютном возрасте осадков и скорости осадконакопления в последующий за ледовой экзарацией период, позволяет установить время образования борозды, что может иметь прогнозное значение для оценки повторяемости подобных событий в будущем.

Отражение деформационных процессов в структурно-текстурных особенностях отложений может служить индикатором гляциодинамического воздействия, и следовательно, положения экзарационного контакта в осадочном разрезе. Стоит отметить, что ледово-экзарационные борозды на акватории достаточно слабо изучены с литолого-минералогической позиции в связи с необходимостью пробоотбора из относительно узкой формы рельефа.

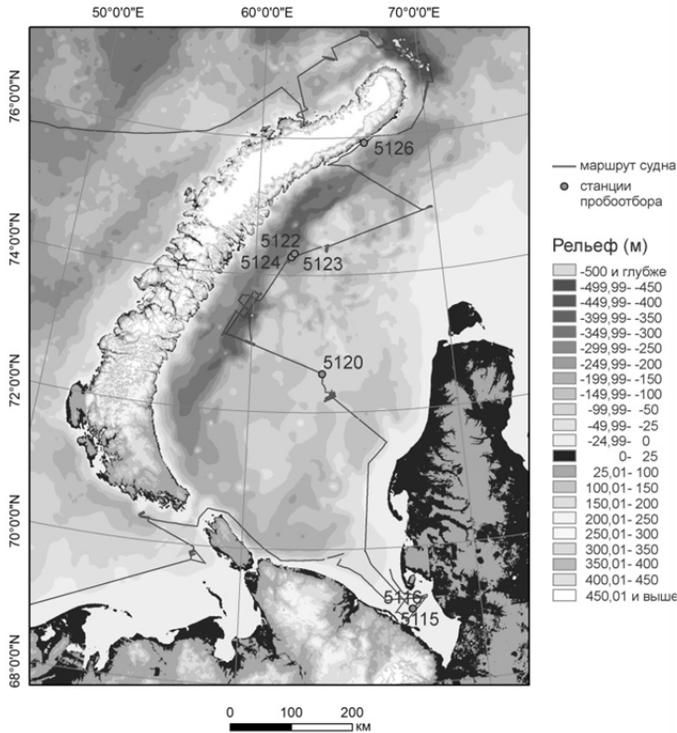


Рисунок 1. Маршрут 51 рейса НИС «Академик Борис Петров» и положение станций пробоотбора, рассматриваемых в статье. Рельеф показан по данным ИВСАО версии 3.

В данном исследовании рассмотрены образцы, отобранные в пределах четырех полигонов юго-западной части Карского моря (с юга на север: Байдарацкая губа, центральная часть Южно-Карского бассейна, Восточно-Новоземельский желоб и подводный склон арх. Новая Земля) из колонок в ледово-экзарационных бороздах (№ колонок – 5115, 5116, 5120, 5122) и на фоновых поверхностях дна, не нарушенных ледовой экзарацией (№ колонок

– 5123, 5124, 5126) (рис. 1).

По результатам первичного литологического описания на борту судна выполнялись измерения сопротивления осадков недренированному сдвигу (прочность на сдвиг, кПа) методом вращательного среза при помощи лабораторной микрокрыльчатки. Микроскопическое исследование материала выполнялось в петрографических шлифах, сделанных из ненарушенных осадочных последовательностей. Изучение минерального состава отдельных гранулометрических фракций проводилось под биноклем. Анализ химического состава отдельных минеральных зерен выполнялся на сканирующем микроскопе TESCAN (аналитик Н.В. Горькова, ГИН РАН). Глинистые минералы изучались рентгено-дифрактометрическим методом во фракции <0.001 мм. Препараты тонкодисперсных частиц были сняты со скоростью  $2^\circ 2\theta$  в минуту в интервале от  $2^\circ$  до  $34^\circ 2\theta$  (экспресс-съемка) в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прогретые при  $550^\circ\text{C}$  в течение 2-х часов (аналитик Е.В. Покровская, ГИН РАН).

По результатам измерения прочности осадка на сдвиг (ПНС) выделены осадочные интервалы с низкой и высокой ПНС. В качестве порогового значения принята величина в 1 кПа. Характер увеличения ПНС на контакте слоев описывается коэффициентом увеличения ПНС ( $C_u(h)/C_u(l)$ ), где  $C_u(h)$  — величина ПНС в нижележащем горизонте отложений (с высокой ПНС), а  $C_u(l)$  — величина ПНС в вышележащем горизонте (с низкой ПНС). В колонках из борозд выпаживания на контакте отложений с низкой и высокой ПНС наблюдается резкий скачок величины ПНС (коэффициент увеличения ПНС колеблется в пределах 3.5–18 и, возможно, даже может достигать 34 в колонке 5120). На фоновых поверхностях увеличение ПНС на подобных контактах умеренное (коэффициент увеличения ПНС не превышает 2).

Повышенный коэффициент увеличения ПНС на контакте отложений низкой и высокой ПНС в колонках из борозд выпаживания, вероятнее всего, связан с деформацией отложений в результате гляциодинамического воздействия движущихся килей ледяных образований. Это подтверждается микротекстурами хрупко-пластических и пластических деформаций в толще отложений ниже рассматриваемого контакта. Кроме того, только ниже контакта отложений низкой и высокой ПНС в колонках из борозд выпаживания по данным рентгено-дифрактометрического анализа наблюдается нетермостойкость структуры хлорита, в то время как в фоновых колонках и в бороздах выше контакта структура хлорита при прокаливании остается устойчивой.

Микротектурные и микроструктурные особенности в петрографических шлифах осадков, отобранных как непосредственно в ледово-экскариационных бороздах, так и на фоновых поверхностях, анализировались с учетом имеющейся базы микроморфологических проявлений воздействия

различных видов ледовой нагрузки [1, 2].

По зонам с различной оптической ориентацией глинистого вещества, а также по положению минеральных зерен песчано-алевритовой размерности, которые могут эти зоны оконтуривать, в петрографических шлифах образцов, полученных ниже экзарационного контакта в бороздах, выделяются ротационные структуры (рис. 2), являющиеся индикатором гляциодинамического воздействия.

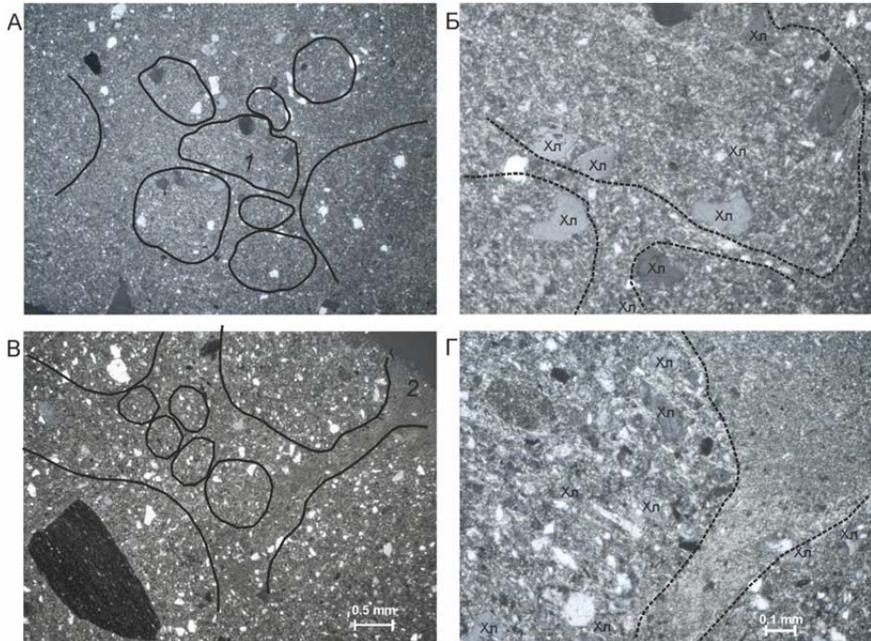


Рисунок 2. Образцы 5122\_137 (А, Б) и 5115\_90 (В, Г), петрографический шлиф, проходящий свет с анализатором. Б – увеличенный фрагмент зоны 1 на рис. А; Г – увеличенный фрагмент зоны 2 на рис. В. Условные обозначения: черной линией оконтурены ротационные структуры; Хл – хлорит.

Стоит отметить, что форма и положение комковатых выделений хлорита зачастую повторяют контур ротационных структур, что дополнительно свидетельствует об аутигенезе хлорита по зонам деформаций в осадке. Присутствие новообразованного хлорита, в исследованных бороздах выпавания ниже экзарационного контакта указывает на то, что в процессе ледовой экзарации создаются условия, благоприятные для вторичного минералообразования, для которого требуются определенные постседиментационные преобразования осадка в условиях повышенных

температур и давления.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>). Микроскопические исследования в петрографических шлифах выполнялись в рамках темы государственного задания ГИН РАН № FMMG-2022-0001. Измерения прочности осадка на сдвиг выполнялись в рамках темы госзадания ИО РАН № FMWE-2021-005.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Linch L.D., Meer van der, J.J.M., Menzies J. Micromorphology of iceberg scour in clays: Glacial Lake Agassiz, Manitoba, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 55. P. 125–144.
2. Linch L.D., Dowdeswell J.A. Micromorphology of diamicton affected by icebergkeel scouring, Scoresby Sund, East Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 152. P. 169–196.

In bottom sediments of the southwestern part of the Kara Sea, sampled both directly in ice scours and on background surfaces not disturbed by ice gouging, the structural and textural features of the sediment were studied in petrographic thin sections, and the clay mineral composition was analyzed. Based on the research results, taking into account changes in the strength characteristics of the sediment along the section, markers of deformation processes that occur due to the glaciodynamic impact on bottom sediments were identified. The bedding depth of the ice gouging impact boundary was identified.

**Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А.**

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,  
e-mail: [sykirv@gmail.com](mailto:sykirv@gmail.com))

**Количественные параметры постседиментационных преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления**

**Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R., Levitan M.A.**

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

**Quantitative parameters of post-sedimentation transformations in Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau (Norwegian Sea) depending on their accumulation conditions**

Ключевые слова: диагенетические преобразования морских осадков, эоцен-плейстоцен, условия осадконакопления, плато Воринг, регрессионный анализ, дисперсионный анализ

В результате проведения одномерного регрессионного анализа распределения Fe, Mn, Mn/Fe и  $C_{орг}$ , а также плотности морских осадков по глубине в разрезах изученных скважин, пробуренных на плато Воринг, была исследована степень интенсивности диагенетических преобразований. На основе данных однофакторного дисперсионного анализа изучена степень интенсивности процессов диагенеза для основных литологических типов осадков плато Воринг.

На основании обобщения полученных данных было установлено, что помимо перерывов в осадконакоплении, воздействии донных течений и турбидитов степень диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых зависела от следующих основных факторов: 1) условий накопления осадков; 2) их литологического состава; 3) количества органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Исследования, посвященные изучению диагенеза в морских осадках, важны не только в теоретическом, но и в практическом отношении. При этом особого внимания заслуживает анализ диагенетических преобразований морских отложений с учетом меняющихся условий осадконакопления, которые обуславливают формирование определенных литологических типов осадков разного состава и генезиса. В результате смены обстановок осадконакопления диагенетические процессы могут протекать с разной степенью интенсивности, как это было показано М.А. Левитаном [1] при изучении постседиментационных преобразований в основных типах океанских отложений.

При исследовании диагенеза в различных морских и океанских обстановках осадконакопления исследователи не всегда располагают достаточно большим количеством исходных данных по химии,

минералогии и литологии для его комплексной и детальной оценки. В условиях дефицита данных на помощь приходят методы статистического анализа, которые позволяют провести количественную оценку диагенетических преобразований на основе небольшого количества данных по химии и литологии с построением точных математических моделей. Следует отметить научные работы с успешным применением методов статистических анализов при исследовании различных морских осадков [2, 3].

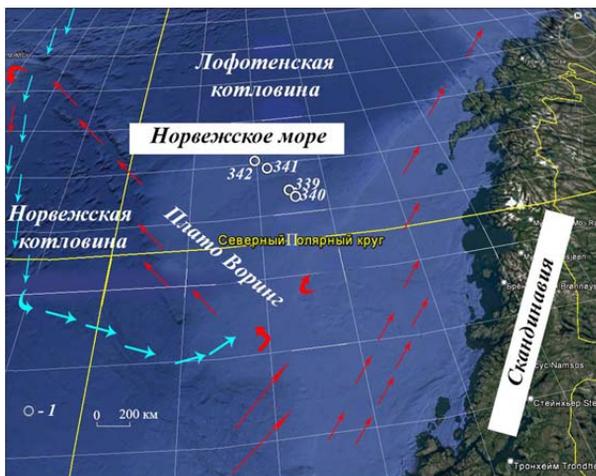


Рисунок. Схематическая карта расположения изученных скважин плато Воринг. Синие стрелки – направления поверхностных течений полярных вод; красные стрелки – то же, вод Атлантического океана. I – скважины

Исходным материалом для проведения исследований явились данные, полученные в результате проведения 38 рейса глубоководного бурения [4] в районе плато Воринг (рисунок). Как известно, краевое подводное плато Воринг простирается от западной континентальной окраины Норвегии на запад и разделяет восточную часть Норвежского моря на две котловины – Норвежскую и Лофотенскую (рисунок). Плато Воринг имеет плоскую вершину на глубине около 1300 м. На севере оно граничит с Лофотенской котловиной с максимальными глубинами от 2800 до 3200 м, а на юго-западе – с зоной разломов Ян-Майен и Норвежской котловиной с наибольшими глубинами от 2900 до 3500 м.

Для проведения статистических анализов использовались данные по содержанию Fe, Mn,  $C_{org}$  [5], рассчитанное нами отношение Mn/Fe, а также информация по литологическим типам эоцен-плейстоценовых осадков

плато Воринг и их плотности в скважинах 339, 340, 341 и 342, взятая из отчета по данному рейсу [4].

Как известно, чувствительными индикаторами раннего диагенеза в осадках являются содержания Fe и Mn, а также отношение Mn/Fe [6–10].

В результате проведения одномерного регрессионного анализа были установлены закономерности в распределении Mn, Fe, их отношения – Mn/Fe,  $C_{орг}$  по глубине, с уровнем достоверности 99%,  $P$ -value < 0.01. Было обнаружено, что Fe резко уменьшается с глубиной почти в 5 раз от плейстоценовых осадков к олигоценовым в интервале от 10 до 108 м, что отмечается по скважине 339. В то же время сокращение Mn в том же самом интервале глубин по скважине 339 происходит в 6.5 раз в связи с тем, что в восстановительных условиях Mn восстанавливается быстрее, чем Fe [4]. В этом же интервале глубин плотность морских осадков уменьшается в 1.6 раз. Отношение Mn/Fe уменьшается от плейстоценовых осадков к нижнеэоценовым менее интенсивно, в 2.6 раза в интервале глубин от 10 до 104 м в скважине 340. Следует отметить сокращение отношения Mn/Fe по разрезу скважины 342 в интервале от 10 до 139.9 м от нижнемиоцен-плейстоценовых к нижнемиоценовым осадкам в 3.8 раз, что позволяет диагностировать восстановительную обстановку, связанную с уменьшением кислорода в осадках и сопровождающуюся восстановлением окисных соединений.

Закономерности седиментационных и постседиментационных преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг были обусловлены тремя основными периодами осадконакопления [11–13]. Первый связан с длительным палеогеновым кремненакоплением (ранний – поздний олигоцен). В это время пролив Фрама еще не существовал и циркуляция поверхностной водной массы в Норвежско-Гренландском бассейне носила антициклональный характер. В некоторых скважинах миоценовые отложения отсутствуют из-за перерыва в седиментации. К этому времени приурочено начало открытия пролива Фрама. Второй этап развития седиментации – раннеплиоценовый. Для него характерно типичное для апвеллинговых фаций переслаивание диатомовых илов, слабокремнистых диатомовых отложений и доледниковых терригенных алевритово-пелитовых илов. Третий этап (позднеплиоценовый-четвертичный) связан с неотектоническими движениями и оледенением Северного полушария [14]. При этом усилились потоки терригенного материала из Скандинавии и Норвегии на фоне чередования ледниковых и межледниковых стадий. В то же время продолжалось открытие пролива Фрама вплоть до плейстоцена. Норвежское течение на север продолжилось Западно-Шпицбергенским течением. В результате накапливались плейстоценовые алевритово-пелитовые илы ледниково-морского генезиса. Уменьшение плотности вниз по разрезу объясняется не только сменой типа осадков, но и выделением  $CO_2$  и других газов при разложении

органического вещества в ходе диагенеза, которые разуплотняли осадки [15].

Необходимо подчеркнуть, что результаты однофакторного дисперсионного анализа показали, что распределение  $C_{орг}$  имеет статистически значимую взаимосвязь с определенными литологическими типами осадков, т.е. с определенными морскими фациями. При этом отмечается увеличение содержания  $C_{орг}$  от диатомовых илов к терригенным слабо кремнистым диатомовым алевритово-пелитовым илам почти в 5 раз.

Литологический состав эоцен-плейстоценовых осадков обусловлен условиями их накопления, которые изменялись на протяжении эоцен-плейстоценового времени в изученном регионе.

Таким образом, на основании одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов удалось оценить степень интенсивности диагенетических процессов в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг. Помимо перерывов в осадконакоплении, воздействия донных течений и турбидитов, на степень интенсивности диагенеза в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг оказывали влияние следующие основные факторы: 1) условия накопления осадков; 2) их литологический состав; 3) количество органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания ГЕОХИ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 458 с.
2. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.
3. Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2021. Т. 66, № 2. С. 114–126.
4. Talwani M., Udintsev G.B. et al. Proceedings of the DSDP, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 38 (Washington, DC, U.S. Govt. Print. Office). 1976.
5. Emelyanov E.M., Blazhchishin A.I., Kharin G.S., Lozovaya N.G., Zangalis K. P. Mineral and chemical composition of sediments of the Vøring Plateau, DSDP Leg 38 // Supplementary to Initial reports of the DSDP. 1978. V. 38. P. 31–44.
6. Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков // Геохимия донных осадков / отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979. С. 363–413.
7. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.

8. Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Коченкова А.И. Особенности распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря // *Геохимия*. 2017. № 1. С. 107–112.
9. Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С., Пушкина З.В., Пилипчук М.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана // *Биогеохимия диагенеза осадков океана*. М.: Наука, 1976. 208 с.
10. Naeher S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake // *Zurich Switzerland: Chem. Geol.* 2013. V. 352. P. 125–133.
11. Емельянов Е.М. Тримонис Э.С. Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 247 с.
12. Левитан М.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Буртман М.В., Крупская В.В., Ахрименко Н.О., Ерошенко Д.В. История осадконакопления на плато Воринг (Норвежское море) за последние 25 тыс. лет // *Литология и полезные ископаемые*. 2005. № 6. С. 563–580.
13. Vogt P.R. Seafloor Topography, Sediments, and Paleoenvironments // *The Nordic seas*. Ed. B.G. Hurdle. Berlin: Springer, 1986. P. 237–412.
14. Knies J., Mattingsdal R., Fabian K., Grosfeld K., Baranwal S., Husum K., Schepper St., Vogt Ch., Andersen N., Matthiessen J., Andreassen K., Jokat W., Nam S., Gaina C. Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 387. P. 132–144.
15. Усов В.А. Диагенез как ведущий процесс формирования физико-механических свойств грунтов морского происхождения // *Грунтоведение*. Санкт-Петербургский ун-т. 2019. № 2. С. 33–39.

Univariate regression and one-factor analysis of variance were used to assess the intensity of diagenetic processes in the Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau. In addition to hiatuses in sedimentation, the effects of bottom currents and turbidites, the degree of diagenesis intensity in the Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau has been influenced by the following main factors: 1) sedimentation environments; 2) lithological composition; and 3) the amount of organic carbon in the Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau.

**Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Овсепян Я.С.<sup>2</sup>, Руденко О.В.<sup>3</sup>,  
Зарецкая Н.Е.<sup>2,4</sup>, Степанова А.Ю.<sup>5</sup>, Баух Х.А.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: [etaldenkova@mail.ru](mailto:etaldenkova@mail.ru); <sup>2</sup>Геологический институт РАН, г. Москва; <sup>3</sup>ОГУ им. И.С. Тургенева, г. Орел; <sup>4</sup>Институт географии РАН, г. Москва; <sup>5</sup>Палеонтологический институт РАН, г. Москва; <sup>6</sup>Институт им. Альфреда Вегенера, г. Бремерхавен/ГЕОМАР, Киль)

## **Бореальная трансгрессия на восточном побережье Белого моря**

**Taldenkova E.E.<sup>1</sup>, Ovsepyan Ya.S.<sup>2</sup>, Rudenko O.V.<sup>3</sup>,  
Zaretskaya N.E.<sup>2,4</sup>, Stepanova A.Yu.<sup>5</sup>, Bauch H.A.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>3</sup>Orel State University named after I.S. Turgenyev, Orel; <sup>4</sup>Institute of Geography, RAS, Moscow; <sup>5</sup>Paleontological Institute RAS, Moscow; <sup>6</sup>AWI, Bremerhaven/GEOMAR, Kiel)

## **Boreal transgression on the eastern White Sea coast**

Ключевые слова: микулинское межледниковье, стратиграфия, литология, микропалеонтология, палинология

Отложения бореальной трансгрессии начала позднего неоплейстоцена детально исследованы комплексом литологических и микропалеонтологических методов в опорном разрезе Бычье-2 на р. Пезе, а также пилотно в пяти разрезах Зимнего берега Белого моря. Накопление морских отложений в разрезе Бычье-2 происходило с конца московского оледенения (>131 тыс.л.н.) до примерно 119.5 тыс.л.н. В разрезе выделено 5 экзон на основании изменений комплексов бентосных фораминифер и остракод, морских цист динофлагеллат и пресноводных зеленых микроводорослей, которые тесно связаны с направленным изменением литологических характеристик, свидетельствующих о прогрессирующем обмелении бассейна на фоне улучшения климатических условий. Морские осадки начальной фазы бореальной трансгрессии вскрываются в основании разрезов Зимнего берега.

Бореальные морские отложения начала позднего неоплейстоцена широко распространены на побережье Белого моря и служат стратиграфическим маркирующим горизонтом [1–7]. В то же время многие аспекты палеогеографии бореальных палеобассейнов остаются дискуссионными. Это касается хода развития трансгрессии, связанных с ним изменений палеосреды водоемов, проникновения атлантических вод, соединения Белого и Балтийского морей и хронологических привязок событий.

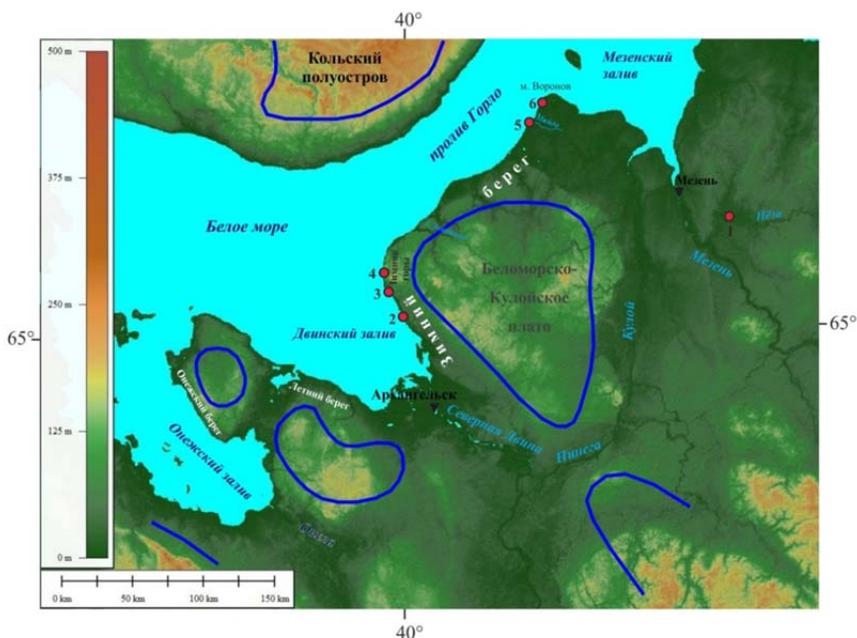


Рисунок. Схема расположения изученных разрезов бореальных морских отложений на восточном побережье Белого моря и граница трансгрессии (синяя линия, по [5]). Разрезы: 1 – Бычьё-2; 2 – Ущеменский; 3 – Конецгорье; 4 – Ершиха; 5 – Майда; 6 – Толстый Нос (по [10]).

На восточном берегу Белого моря нами исследованы 6 разрезов морских отложений бореальной трансгрессии (рисунок). Разрез Бычьё-2 на р. Пезе изучен детально, морские осадки мощностью 455 см исследованы с интервалом 5 см [8–9]. На Зимнем берегу Белого моря отложения бореальной трансгрессии были идентифицированы нами в нижних частях разрезов позднего неоплейстоцена – трех со стороны Двинского залива (Ущеменский, Конецгорье и Ершиха) и двух со стороны Горла Белого моря (Майда и Толстый Нос). Разрезы Зимнего берега аналитически пока исследованы пилотно, но для них проведено датирование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) [10]. Использовался комплекс методов: геоморфологических и литологических (полевая литостратиграфия, определение вес% содержания фракции >63 мкм, подсчет количества обломков пород и минералов во фракции >500 мкм) и микропалеонтологических (споры, пыльца, водные палиноморфы, фораминиферы, остракоды). Подготовка проб для палинологического анализа проведена по стандартной методике [11]. Во фракции >63 мкм под биноклем исследован видовой состав и определена численность

ископаемых фораминифер и остракод.

В разрезе Бычье-2 выделено 5 экозон [8] на основании изменений комплексов бентосных фораминифер и остракод, морских цист динофлагеллат и колониальных пресноводных зеленых микроводорослей, которые тесно связаны с направленным изменением литологических характеристик, а именно, укрупнением гранулометрического состава вверх по разрезу. В совокупности они свидетельствуют о затоплении территории, а потом о прогрессирующем обмелении бассейна на фоне улучшения климатических условий, что повлияло, прежде всего, на степень его ледовитости. Выделены три последовательные фазы в развитии бореальной трансгрессии: 1) приглубого прибрежного ледовитого опресненного бассейна начальных фаз затопления (экозоны 1–2, 360–455 см, >131–130.5 тыс.л.н.), 2) менее ледовитого наиболее глубокого бассейна максимальной фазы затопления (экозона 3, 290–360 см, 130.5–130.25 тыс.л.н.), и 3) мелководного бассейна с сокращенным сезонным ледовым покровом (экозоны 4–5, 0–290 см, 130.25–119.5 тыс.л.н.). Возрастные привязки сделаны нами [9] на основе корреляции палинозон, выделенных в разрезе Бычье-2, с палинозонами разреза Бычье-1 [2], которые, в свою очередь, скоррелированы с палинозонами разрезов Западной Европы [4, 12]. Согласно данным корреляциям, накопление морских бореальных отложений происходило в период от >131 тыс.л.н. до примерно 119.5 тыс.л.н.

Затопление территории низовья р. Пезы холодными арктическими водами было быстрым, о чем свидетельствует состав комплексов микрофоссилий экозоны 1, в которых помимо мелководных арктических видов присутствуют виды, предпочитающие глубины не менее 40–50 м. Холодный ледовитый и относительно глубокий бассейн с высокими скоростями осадконакопления существовал в течение короткого промежутка времени от >131 до 130.25 тыс.л.н. Регрессия в регионе началась рано, около 130 тыс.л.н., что свидетельствует об опережающем гляциоизостатическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъему уровня моря. Длительная регрессивная эпоха совпала с межледниковым потеплением климата и развитием прогреваемых летом мелководий, на которых расселялись мелководные и тепловодные виды бентосной микрофауны, включая остракоды, характерные для Балтийского моря и не встречающиеся в настоящее время в арктических морях. Их максимум приурочен к интервалу времени от примерно 128 до 124 тыс.л.н. и свидетельствует о существовании соединения между Белым и Балтийским морями. Оно длилось, предположительно, порядка 6–7 тыс. лет, начиная с >131 тыс.л.н., что согласуется с представлениями [3, 13].

Первые результаты проведенных исследований разрезов Зимнего берега Белого моря показали, что в береговых обрывах присутствуют отложения бореальной трансгрессии мощностью от 3 до 15 м, ранее там не

идентифицированные [10]. Таким образом, можно утверждать, что в данном районе микулинский горизонт представлен двучленной толщей морских отложений: алевролитистыми глинами с окатанным обломочным материалом, макро- и микрофоссилиями, накопившимися в начале бореальной трансгрессии на стадии быстрого затопления, и перекрывающими их песками, накопившимися во время регрессивной стадии в прибрежно-морских обстановках. Предварительная оценка возраста песчаной толщи, согласно полученным ОСЛ датировкам, составляет 118–104 тыс.л.н. [10].

Состав ископаемой бентосной микрофауны и водных палиноморф из нижней толщи показал, что в начале бореальной трансгрессии вдоль всего Зимнего берега существовали прибрежные арктические ледовитые бассейны с глубинами более 50 м, характеризовавшиеся достаточно высокими скоростями осадконакопления. Водная толща была значительно стратифицирована за счет притока талых/речных вод. Эти бассейны были похожи на бассейны экозон 1–3 разреза Бычьё-2 [8, 10].

Отсутствие видов–индикаторов атлантических вод в составе ископаемых бентосных комплексов во всех исследованных разрезах позволяет предположить, что подповерхностные атлантические воды, скорее всего, не достигали исследованного региона, представлявшего собой шельф с глубинами, не превышавшими 100 м даже в период максимального углубления палеобассейна. В то же время, находки в осадках единичных планктонных фораминифер *Turborotalita quinqueloba* в разрезе Майда, и автотрофных цист динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* в разрезах Бычьё-2 и Ушемский можно все же принять за свидетельство эпизодического проникновения этих вод.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект 22-27-00324.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврова М.А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с земской в Западной Европе // Труды ин-та геологии Акад. Наук Эст. ССР. 1961. Т. VIII. С. 74–88.
2. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
3. Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*. 2001. V. 161. 88 p.
4. Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2002. V. 184. P. 275–304.
5. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M. S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*.

2006. V. 35. P. 493–520.

6. Korsakova O. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // *Quat. Int.* 2019. V. 534. P. 42–59.

7. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В., Луговой Н.Н. Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // *Известия РАН. Серия географическая.* 2022. Т. 86. № 6. С. 898–913.

8. Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Руденко О.В., Степанова А.Ю., Баух Х.А. Изменения природной среды в ходе развития бореальной трансгрессии на северо-востоке Белого моря на примере детального изучения разреза Бычьё-2 // *Вестник Моск. Ун-та. сер. 5. География.* 2023. № 4. С. 51–65.

9. Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Овсепян Я.С. Новые данные к палиностратиграфии микулинских (земских) отложений в низовьях реки Пеза (северо-восток Беломорского региона) // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2023. Т. 69. № 2. С. 206–227.

10. Зарецкая Н.Е., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Ручкин М.В., Баранов Д.В., Руденко О.В., Степанова А.Ю. Первые данные о палеогеографических обстановках и хронологии последнего межледниковья на Зимнем берегу Белого моря // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2023. Т. 512. № 2. С. 152–158.

11. Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 34–39.

12. Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjør K. H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // *Boreas.* 2006. V. 35. P. 539–575.

13. Miettinen A., Head M.J., Knudsen K. Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 86. P. 158–174.

Marine Boreal sediments time-coeval with the beginning of the Late Pleistocene were studied with high resolution by lithological and micropaleontological methods in the reference Bychye-2 section on the Pyoza River. Also, a pilot study of these beds was carried out in 5 sections of the Zimnii coast of the White Sea. Marine sediments of Bychye-2 section accumulated from the end of Moscovian glacial (>131 ka) until *ca.* 119.5 ka. Five ecological zones were established in accordance with the upward trend in the changes in lithology and taxonomic composition of fossil assemblages of benthic foraminifers and ostracods and associations of marine dinocysts and freshwater green microalgae that testify to the progressive shallowing of the basin against the background of improving climatic conditions. On the Zimnii coast, basal marine sediments in the studied sections correspond to the early stage of the Boreal transgression.

**Ульянцев А.С.<sup>1</sup>, Стрельцова Е.А.<sup>1</sup>, Братская С.Ю.<sup>2</sup>,  
Чаркин А.Н.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: [uleg85@gmail.com](mailto:uleg85@gmail.com); <sup>2</sup>Институт химии ДВО РАН, Владивосток; <sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток)

**Радиоактивность природных и техногенных нуклидов в  
поверхностных донных осадках Чаунской губы  
Ulyantsev A.S.<sup>1</sup>, Streltsova E.A.<sup>1</sup>, Bratskaya S.Yu.<sup>2</sup>,  
Charkin A.N.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Chemistry FEB RAS, Vladivostok; <sup>3</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok)

**Radioactivity of natural and anthropogenic nuclides in surface  
bottom sediments of the Chaun Bay**

Ключевые слова: Арктика, донные осадки, природные радионуклиды, радиоцезий

Представлены данные о пространственном распределении активности природных (<sup>232</sup>Th, <sup>226</sup>Ra, <sup>40</sup>K) и техногенных (<sup>137</sup>Cs) радионуклидов в верхнем 10-см слое донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. В результате исследования установлен рост активности природных радионуклидов с возрастанием массовой доли песка в осадках. Напротив, активность радиоцезия возрастает с ростом процентного вклада пелитовой фракции в осадках, что связано с адсорбцией <sup>137</sup>Cs на глинистых минералах. Локальных источников техногенного радиоактивного загрязнения в Чаунской губе не выявлено.

Активность природных радионуклидов (например, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K, <sup>226</sup>Ra), а также их соотношения (например, <sup>232</sup>Th/<sup>226</sup>Ra), является информативным индикатором геологических и геохимических процессов в морской среде [1–3]. В морских отложениях радиоизотопы Th, Ra и K чаще всего включены в кристаллическую решетку минералов, адсорбированы непосредственно из водной толщи на глинистых частицах или связаны с органическим веществом (ОВ). Соответственно, вариации концентрации природных радионуклидов связаны с различиями литологического состава осадков [1–2], а также состава и концентрации ОВ [4–5].

В свою очередь, концентрация радиоцезия (<sup>137</sup>Cs) отражает техногенное загрязнение окружающей среды [6–8]. Возрастающая антропогенная нагрузка на Чаунскую губу связана с вводом в мае 2020 г. в промышленную эксплуатацию плавучей атомной теплоэлектростанции «Академик Ломоносов», базирующейся в порту Певек. Кроме того, планируемая эксплуатация Северного Морского пути, одним из ключевых транспортно-логистических узлов которого является порт Певек, акцентирует внимание на геоэкологических исследованиях Чаунской губы.

Материалом для исследования послужили 25 проб донных осадков,

собранных в 60 рейсе НИС «Академик Опарин» в Восточно-Сибирское море [9]. В качестве инструмента сбора материала с борта судна использовали коробчатый пробоотборник типа Экман ( $0.25 \text{ м}^2$ ). Сбор донных осадков на мелководье (до 10 м) производился с моторно-гребной лодки Чирок-320Т. В качестве инструмента пробоотбора использовали ручной дночерпатель типа Ван Вин ( $0.04 \text{ м}^2$ ). Для гамма-спектрометрического и гранулометрического анализов отбирали верхние 10 см осадочного слоя. Схема расположения станций приведена на рис. 1.

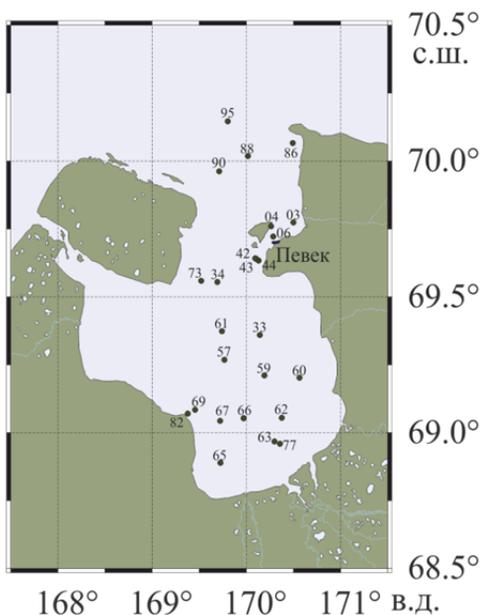


Рисунок 1. Карта-схема расположения станций.

Измерения активности  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{137}\text{Cs}$  выполнены в Институте химии ДВО РАН на спектрометрическом комплексе, включающем блок измерения SBS-75 (Россия) и полупроводниковый Ge-детектор GC2018 (США). Объем проб, использованных для анализа – от 500 до 1000 мл. Геометрия измерения – Маринелли. Гранулометрический анализ осадков выполнен в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН методом лазерной дифракции после мокрого рассева песчаных фракций. Определение массового распределения частиц  $<63 \text{ мкм}$  проводили на анализаторе частиц SALD 2300 (Япония) с использованием жидкостного модуля диспергирования при постоянном перемешивании после ультразвукового воздействия. Дисперсант и фоновая жидкость – дистиллированная вода.

Активная концентрация природных радионуклидов меняется от 23.7 до 77.9 (ср.  $39.2 \pm 10$ ) Бк/кг для  $^{232}\text{Th}$ , от 16.5 до 39.3 (ср.  $26.6 \pm 4.4$ ) Бк/кг для  $^{226}\text{Ra}$  и от 535 до 991 (ср.  $726 \pm 109$ ) Бк/кг для  $^{40}\text{K}$ . Отношение  $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$  меняется от 1.14 до 2.38 (ср.  $1.50 \pm 0.26$ ). Активная концентрация  $^{137}\text{Cs}$  в исследованных осадках меняется от <1.0 до 4.7 (ср.  $2.0 \pm 1.1$ ) Бк/кг. Схемы распределения активностей изученных радионуклидов представлены на рис. 2.

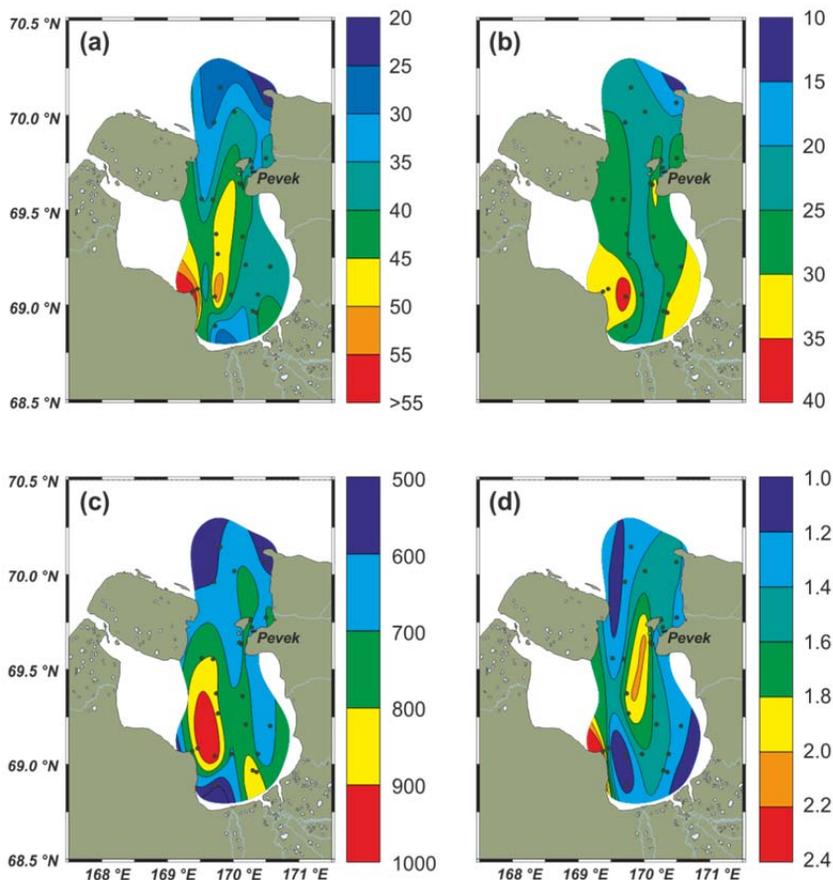


Рисунок 2. Пространственные распределения активности изотопов  $^{232}\text{Th}$  (a),  $^{226}\text{Ra}$  (b),  $^{40}\text{K}$  (c), и отношения  $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$  (d) в поверхностных донных осадках Чаунской губы.

В юго-западной части губы отмечена максимальная активность  $^{232}\text{Th}$  (ст. 67, 82),  $^{226}\text{Ra}$  (ст. 67, 69, 82) и  $^{40}\text{K}$  (ст. 67 и 69), где сосредоточены осадки песчаной и алеврито-песчаной размерности. Повышенная активность  $^{232}\text{Th}$

(> 45 Бк/кг) отмечена в центральной части губы (ст. 57 и 61),  $^{226}\text{Ra}$  (> 30 Бк/кг) – в юго-восточной части (ст. 77),  $^{40}\text{K}$  (> 800 Бк/кг) – в центральной и юго-восточной частях (ст. 61, 63, 77). Северная и южная часть губы отличаются пониженной активностью природных радионуклидов. Величина соотношения  $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$  во всех исследованных осадках > 1.0. Максимум  $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$  отмечен также на ст. 82, а повышенные значения встречаются в центральной части губы (ст. 57 и 61). В целом, активность природных радионуклидов в осадках Чаунской губы слабо связана с изменчивостью их гранулометрического состава, но отмечена их повышенная активность в осадках, обогащенных песчаным материалом.

Средняя активность  $^{232}\text{Th}$  и  $^{226}\text{Ra}$  в осадках Чаунской губы согласуется с данными, полученными для шельфа Восточной Арктики [2], а также со среднемировыми значениями [2, 10]. Соотношение  $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$  согласуется с глобальными значениями, но немного превышает значения для донных осадков морей Восточной Арктики [2]. В свою очередь, измеренная средняя активная концентрация  $^{40}\text{K}$  в осадках Чаунской губы оказалась в 1.8 раза выше по сравнению с Восточно-Сибирским морем [2].

В отличие от природных радионуклидов, пространственное распределение активной концентрации  $^{137}\text{Cs}$  согласуется с долей фракции >10 мкм в осадках ( $r = 0.75$ ). Максимальная активность  $^{137}\text{Cs}$  измерена в осадках из центральной части Чаунской губы, представленных пелитами и алевровыми пелитами, что указывает на концентрирование  $^{137}\text{Cs}$  в глинистых минералах. В целом, измеренные в осадках Чаунской губы активные концентрации  $^{137}\text{Cs}$  отражают фоновое поступление радиоцезия из Восточно-Сибирского моря [8].

В результате настоящего исследования был выявлен рост активности природных радионуклидов с ростом массовой доли песка в осадках, что ранее не отмечалось для осадков морей Российской Арктики. По-видимому, это вызвано повышенным аффинитетом  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{40}\text{K}$  к минералам песчаной фракции, в представленной в основном кварцем и полевыми шпатами, активно поступающими с суши. Напротив, активность радиоцезия возрастает с ростом процентного вклада пелитовой фракции в осадках, объясняется прочным связыванием  $^{137}\text{Cs}$  с глинистыми минералами. По результатам измерений активности  $^{137}\text{Cs}$  локальных источников техногенного радиоактивного загрязнения в Чаунской губе не выявлено.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-77-10044).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Abril J.M., Fraga E. Some Physical and Chemical Features of the Variability of Kd Distribution Coefficients for Radionuclides // J. Environ. Radioact. 1996. V. 30. P. 253–270.

2. Charkin A.N., Yaroshchuk E.I., Dudarev O. V., Leusov A.E., Goriachev V.A., Sobolev I.S., Gulenko T.A., Pipko I.I., Startsev A.M., Semiletov I.P. The Influence of Sedimentation Regime on Natural Radionuclide Activity Concentration in Marine Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *J. Environ. Radioact.* 2022. V. 253–254. 106988.
3. Ligeró R.A., Ramos-Lerate I., Barrera M., Casas-Ruiz M. Relationships between Sea-Bed Radionuclide Activities and Some Sedimentological Variables // *J. Environ. Radioact.* 2001. V. 57. P. 7–19.
4. Доманов М.М., Амбросимов А.К., Новичкова Е.А. Особенности распределения  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  в поверхностном слое морских осадков в условиях активной биоседиментации в зоне арктического фронта // *Радиохимия.* 2019. Т. 61. № 5. С. 446–449.
5. Доманов М.М., Верховская З.И., Амбросимов А.К., Доманова Е.Г. Сравнительная характеристика углеводородных структур и концентраций  $^{232}\text{Th}$  и  $^{226}\text{Ra}$  в осадках Каспийского моря // *Нефтехимия.* 2014. Т. 54. № 4. С. 275–282.
6. Саркисов А.А. К вопросу о ликвидации радиоактивных загрязнений в Арктическом регионе // *Вестник Российской академии наук.* 2019. Т. 89. № 2. С. 107–124.
7. Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря // *Геозкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология.* 2012. № 6. С. 540–550.
8. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Эн.Э., Кравчишина М.Д., Лукша В.Л., Усачева А.А., Рябчук Д.В., Комаров В.Б. Экологическое состояние и минералого-геохимические характеристики донных осадков Восточно-Сибирского моря // *Океанология.* 2020. Т. 60. № 4. С. 595–610.
9. Ульяновцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л., Киреенко Л.А., Боцул С.А., Леусов А.Э., Семкин П.Ю., Кукла С.П. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // *Океанология.* 2021. Т. 61. № 4. С. 666–668.
10. UNSCEAR. Sources and Effects of Ionizing Radiation, Report to the General Assembly with Scientific Annexes. United Nation: New York, USA. 2000.

Data on spatial distribution of activity for natural ( $^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{40}\text{K}$ ) and anthropogenic ( $^{137}\text{Cs}$ ) radionuclides in the upper 10 cm layer of bottom sediments in the Chaun bay of the East Siberian Sea are presented. An increase in activity of natural radionuclides with the increase of sand mass in sediments was shown. On the contrary, radiocaesium activity increases with increase of clay percentage in sediments that is caused with  $^{137}\text{Cs}$  adsorption on clay minerals. No local sources of anthropogenic radioactive pollution in the Chaun Bay have been identified.

***СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ,  
4-D ИССЛЕДОВАНИЯ***

***WHITE SEA SYSTEM,  
4-D INVESTIGATIONS***

**Бадюкова Е.Н.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, e-mail: badyukova @yandex.ru)

## **Происхождение песков Кузомень в устье Варзуги**

**Badyukova E.N.**

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow)

## **Kuzomen sands origin at the mouth of Varzuga**

Ключевые слова: палеогеография, берега, эрозия, морские террасы, бары, эоловые формы

Кузоменьские пески образовались в результате размыва рекой в нижнем течении ее правого берега. Последний является морской террасой, сложенной серией песчаных береговых валов. Благодаря сильным разнонаправленным ветрам песок распределился на обширные приречные пространства. Формирование дюн началось после изменения направления русла в результате его меандрирования в устьевой области. Река мелеет в основном не в результате меньшей водности. Образования многочисленных отмелей и осередков – это результат перегрузки русла аллювием из-за снижения скорости течения реки.

В устьевой части р. Варзуги на Терском берегу Белого моря расположен обширный массив песков, известных по названию поселка Кузомень, расположенного там. В настоящее время их площадь более 2 тыс. га (рисунок). Образование кузоменьских песков началось в конце 19 – начале 20 веков и к настоящему времени их распространение приняло катастрофический характер. Предпринимались многочисленные попытки остановить процесс их распространения. Привлекались специалисты из Харькова, Киева, Ленинграда, Мурманска, Кировска [1]. Есть небольшие успехи, но в целом проблема не решена до сих пор. В последние годы детальные палеогеографические исследования проводили сотрудники МГУ [2–6].

Каковы же причины образования песков? Практически все сходятся во мнении, что в этом в первую очередь виноват человек, который вырубил лес и производил неумеренный выпас скота. И только во вторую очередь на формирование поля песков влияли природные факторы (сильные бури, смерчи, пожары). Влияние человека, конечно, нельзя полностью исключить, однако можно согласиться с Л.А. Казаковым [1], что местные всегда берегли лес и без крайней необходимости его не вырубали, тем более практически рядом с домами. Что касается выпаса скота, то почему на левом берегу реки, где скот не пасли, пески также наступают? Традиционно считается, что нарушение растительного покрова приводит к активизации эолового процесса и перевеванию песков. Однако, это на первый взгляд, очевидное утверждение далеко не всегда происходит в природе. В этом

автору пришлось убедиться при изучении эолового рельефа на многих берегах морей. Для продолжения перевевания и формирования эолового рельефа необходима область питания, откуда продолжает поступать песок. Как только ее не будет, через некоторое время эоловые процессы на приморской равнине затухают. Это особенно касается районов с высоким количеством осадков и близким расположением уровня грунтовых вод, где пески быстро успокаиваются. Поэтому даже если согласиться с общепринятым мнением, то процесс перевевания уже должен был давно прекратиться, тем более что почти 40 лет скот у с. Кузомень не пасут.

Район расположен на Терском берегу Белого моря, поэтому логично предположить, что область питания песков Кузомень – это море. В районе исследований мелководное море с незначительным уклоном подводного склона а, следовательно, и пляжа. Во время отлива очень плотная влажная песчаная поверхность, выноса эолового практически нет. При приливе также почти нет выноса эолового материала, о чем говорит низкая эфемерная авантюна в тыловой части пляжа. Песок с нее практически не перемещается в глубь суши, судя по отсутствию эоловых форм непосредственно за ней. Они же отсутствуют в приморской части и на значительной части поверхности крупной формы, которые авторы интерпретируют как косу, перегораживающую устье Варзуги. Однако анализ рельефа этой формы позволяет утверждать, что это по генезису не коса, а часть суши, сложенная, как и приустьевая часть приморской равнины, серией прибрежных береговых валов. Эоловые формы распространены здесь только с внутренней стороны вдоль правобережья Варзуги.

Следовательно, море не является областью питания для песков Кузомень. Местные жители наблюдали, что направление течения Варзуги постепенно смещается к деревне. На топокартах за разные годы можно проследить развитие крупной излучины, ее последовательное перемещение в юго-западном направлении, в итоге начался размыв правого берега реки. Кроме того, за счет того, что русло почти под прямым углом стало подходить к «косе», течение замедлилось, в русле и вдоль берегов стало осаждаться больше песчаного материала. Последний стал выдуваться с размываемого берега и поступать вглубь суши. Таким образом, областью питания является река, а не море (рисунок).

Те меры, которые сейчас используют, чтобы остановить нашествие песков (высадка деревьев, кустов, многолетних трав) не имеют пока большого смысла, так как продолжающий поступать песок их быстро засыпает. По мнению ряда чиновников, чтобы дать растениям время закрепиться и немного вырасти, можно было бы укрепить берег с помощью бетонных блоков и каменных валунов (!?). Этого делать нельзя ни в коем случае, так как песок не будет иметь возможности поступать на сушу и начнется еще большая загрузка русла. В Варзуге, одной из немногих рек,

обитают уникальные стада т.н. домашней семги, а обмеление устья стало затруднять ее заход из моря. Чтобы уменьшить поступление эолового материала есть, по мнению автора, только два варианта – спрямить русло, т. е. убрать излучину, прорыв канал через низкую ее поверхность вдоль бывшего русла. Или же дать возможность естественному развитию событий, а оставшихся жителей переселить в пос. Варзугу. Второе, скорее всего, произойдет в любом случае, так как в селе уже нет аэродрома, школы, интерната, больницы, засыпаны и разрушены десятки домов, а население сократилось в 10 раз.



Рисунок. Поступление песка с берега Варзуги (область питания).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаков Л.А. Кузоменские пески. Мурманск-Апатиты, 2000. 136 с.
2. Гуринов А.Л., Луговой Н.Н., Репкина Т.Ю. Антропогенная активизация

эолового морфолитогенеза на Зимнем берегу Белого моря (по данным георадиолокационной, DGPS и БПЛА съемок) // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 476–481.

3. Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги) // Геология морей и океанов. Материалы XXI Междун. научной конференции по морской геологии. 2015. Т. 3. С. 185–189.

4. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Луговой Н.Н. и др. История развития устьевой области р. Варзуги в голоцене (терский берег Белого моря) // Пути эволюционной географии (Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти проф. А.А. Величко). 2021. Т. 2. С. 306–310.

5. Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринова А.Л., Романенко Ф.А. Антропогенные изменения эоловых процессов на берегах Белого моря // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 1046–1062.

6. Романенко Ф.А., Кононов Ю.М., Тимирева С.Н. и др. Особенности формирования рельефа нижнего течения реки Варзуги (Терский берег Белого моря) в голоцене // Пути эволюционной географии (Материалы II Всерос. научной конференции, посвященной памяти проф. А.А. Величко). 2021. Т. 2. С. 310–313.

Kuzomen sands were formed as a result of erosion by the river Varzuga in the lower reaches of its right bank. The latter is a sea terrace composed of a series of sandy coastal bars. Due to strong multidirectional winds, the sand was distributed over the vast riverine regions. The formation of dunes began after a change in the direction of the riverbed as a result of its meandering in the estuary area. The river shallows mainly not as a result of less water content, the formation of numerous shoals and islands – this is the result of overloading the channel with alluvial sand due to a decrease in the flow rate.

**Голикова Е.А.<sup>1</sup>, Челкак А.Д.<sup>2</sup>, Стодольская А.Н.<sup>1</sup>,  
Аристов Д.А.<sup>3</sup>, Корсун С.А.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: [e.golikowa@spbu.ru](mailto:e.golikowa@spbu.ru); <sup>2</sup>Санкт-Петербургский городской Дворец творчества юных, г. Санкт-Петербург; <sup>3</sup>Зоологический Институт РАН, г. Санкт-Петербург; <sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

## **Сезонная динамика литоральных фораминифер в двух губах субарктического Белого моря**

**Golikova E.A.<sup>1</sup>, Chelkak A.D.<sup>2</sup>, Stodolskaya A.N.<sup>1</sup>,  
Aristov D.A.<sup>3</sup>, Korsun S.A.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg; <sup>2</sup>St. Petersburg City Palace of Youth Creativity, St. Petersburg; <sup>3</sup>Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg; <sup>4</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

## **Seasonal dynamics of intertidal foraminifera in two inlets of the subarctic White Sea**

Ключевые слова: современные литоральные фораминиферы, субарктика, Белое море.

Целью работы было проследить сезонные изменения в сообществах литоральных фораминифер Белого моря. Среди трех видов-доминантов обилие *Elphidium williamsoni* не имело четкой сезонной закономерности. Пик численности *Ovamina opaca*, питающегося диатомовыми водорослями, связан с пиком цветения фитопланктона в период таяния льда. Максимум численности детритофага *M. fusca* совпадает с осенним периодом реминерализации органического вещества, накопленного за вегетационный период.

Бентосные фораминиферы – гетеротрофные амебодные мейофаунные протисты, распространенные в морских экосистемах от глубоководных районов до краевых местообитаний, таких как приливно-отливные отмели, или литорали [1]. На литорали бентосные фораминиферы могут составлять до 80% биомассы протистов [2] и считаются важнейшим звеном пищевой цепи, обеспечивая передачу энергии в виде органического вещества и питательных веществ на более высокие трофические уровни [3–4]. Питаясь микроводорослями и детритом, фораминиферы обеспечивают перераспределение органического углерода и азота в приливно-отливной зоне [5].

В субарктическом Белом море фораминиферы являются существенным компонентом мейобентоса и играют важную роль в функционировании морских экосистем [6–7], однако основное внимание исследователей было приковано к сублиторальным сообществам фораминифер [7–10]. Сообщества литоральных фораминифер оставались практически не изученными. Ранее нами описан состав и структура сообществ литоральных

фораминифер губы Чупа Белого моря [11–12]. Однако, крайне мало известно о роли смены сезонов в жизни литоральных фораминифер в ледовых морях высоких широт и в Белом море, в частности. В этом контексте целью настоящей работы явилось выявление закономерностей, связанных со сменой сезонов, в сообществах литоральных фораминифер Белого моря.

Пробы грунта объемом 20 см<sup>3</sup> были взяты на трансекте из 4 литоральных станций по 3 повторности на станцию в точках бентосного мониторинга Беломорской биологической станции Зоологического института РАН на двух пляжах, контрастных по механическому составу грунта (илистый пляж в губе Сельдяной и песчаный – в губе Медвежьей) в марте, мае, августе и ноябре 2015 г. Грунт фиксировали 70% спиртом с красителем Бенгальским розовым (2 г/л) для разделения живых и мертвых фораминифер. Численность фораминифер размером 0.125–0.5 мм пересчитывали на 10 см<sup>3</sup>.

Всего было найдено 13 видов фораминифер, из которых лишь у 6 видов были встречены живые особи. В обеих губах присутствовали живые особи на всех станциях во все сезоны. Численность популяций была стабильно выше в заиленной губе Сельдяной (максимум 283 экз./10 см<sup>3</sup>) по сравнению с песчаной Медвежьей губой (максимум 20 экз./10 см<sup>3</sup>). Три вида были массовыми: *Elphidium williamsoni* с известковой раковинной, *Ovamina opaca* с однокамерной органической раковинной и *Miliammina fusca* с агглютинированной раковинной. У первого вида изменения численности были асинхронны по станциям, и закономерность выявить не удалось. Второй вид демонстрировал пик численности в мае на всех станциях в обеих губах. Третий вид доминировал в обеих губах на всех станциях, и пик его численности везде приходился на ноябрь.

Несмотря на почти космополитную встречаемость этих литоральных видов, до сих пор есть лишь фрагментарная информация об их питании, размножении и сезонной динамике. При размножении фораминифер родительская особь погибает, поэтому мы подсчитывали количество мертвых (пустых) раковин с тем, чтобы выявить эпизоды размножения. Однако, выбранный шаг мониторинга (раз в три месяца) не позволил увидеть пики обилия мёртвых фораминифер, связанные с размножением. Другой аспект жизнедеятельности фораминифер, который мог бы объяснить вспышки их численности – питание. Пик обилия вида с органической раковинкой *Ovamina opaca* приходился на май. В рационе питания этого вида предположительно присутствуют диатомовые водоросли [13]. В апреле–мае в Кандалакшском заливе Белого моря происходит первое и самое мощное цветение фитопланктона, связанное с таянием прибрежного льда [14]. Основным компонентом первого цветения являются диатомовые водоросли, высвобожденные из льда [15]. Они, возможно, являются обильным пищевым ресурсом для *O. opaca*, что влечет за собой увеличение численности этого вида в мае. Агглютинированная

фораминифера *Miliammina fusca* является детритофагом и бактериофагом [16]. Максимум численности этого вида мы наблюдали в ноябре в обеих губах Белого моря. В предзимнее время (ноябрь) фотосинтетические процессы уже угнетены, но продолжается реминерализация органического вещества, накопленного за вегетационный период [17]. Такие условия благоприятны для детритофагов, таких как *M. fusca*, что может приводить к всплескам численности этого вида в ноябре на литорали Белого моря.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам ЗИН РАН А.Д. Наумову, К.В. Галактионову, И.А. Левакину, К.Е. Николаеву. Работа выполнена на базе ББС ЗИН РАН «Картеш». Фораминиферовый анализ выполнен при поддержке гранта РФФ 21-17-00235.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murray J.W. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Routledge, 2014. 397 p.
2. Lei Y.L., Stumm K., Wickham S.A. et al. Distributions and biomass of benthic ciliates, foraminifera and amoeboid protists in marine, brackish, and freshwater sediments // Journal of Eukaryotic Microbiology. 2014. V. 61. № 5. P. 493–508.
3. Nomaki H., Ogawa N.O., Ohkouchi N. et al. Benthic foraminifera as trophic links between phytodetritus and benthic metazoans: carbon and nitrogen isotopic evidence // Marine Ecology Progress Series. 2008. V. 357. P. 153–164.
4. Lintner M., Biedrawa B., Wukovits J. et al. Salinity-dependent algae uptake and subsequent carbon and nitrogen metabolisms of two intertidal foraminifera (*Ammonia tepida* and *Haynesina germanica*) // Biogeosciences. 2020. V. 17. № 13. P. 3723–3732.
5. Wukovits J., Oberrauch M., Enge A.J. et al. The distinct roles of two intertidal foraminiferal species in phytodetrital carbon and nitrogen fluxes—results from laboratory feeding experiments // Biogeosciences. 2018. V. 15. № 20. P. 6185–6198.
6. Гальцова В.В., Лукина Т.Г., Платонова Т.А. Анализ видовой структуры и организации мейобентосных сообществ на примере фораминифер и свободноживущих нематод из юго-восточной части Кандалакшского залива Белого моря // Труды Зоологического института АН СССР. 1989. Т. 203. С. 14–33.
7. Лукина Т.Г. Структура и организация таксоценов фораминифер Онежского и Кандалакшского (район Сонострова) заливов Белого моря // Экология моря. 1991. Т. 39. С. 51–56.
8. Лукина Т.Г. Фораминиферы верхнего отдела шельфа губы Чупа, Кандалакшский залив, Белое море // Исследования фауны морей. 1985. Т. 31(39). С. 109–119.
9. Майер Е.М. Количественное распределение ныне живущих фораминифер Белого моря // Труды Беломорской биологической станции МГУ. 1980. Т.5.

C. 29–43.

10. Щедрина З.Г. Фораминиферы заливов Белого моря // Труды Беломорской биологической станции МГУ. 1962. Т.1. С. 51–69.

11. Korsun S., Hald M., Golikova E. et al. Intertidal foraminiferal fauna and the distribution of Elphidiidae at Chupa Inlet, western White Sea // Marine Biology Research. 2014. V. 10. P. 153–166.

12. Golikova E., Varfolomeeva M., Yakovis E. et al. Saltmarsh foraminifera in the subarctic White Sea: thrive in summer, endure in winter // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. V. 238. № 5. 106685. Doi: 10.1016/j.ecss.2020.106685.

13. Goldstein S.T., Alve E. Experimental assembly of foraminiferal communities from coastal propagule banks // Marine Ecology Progress Series. 2011. V. 437. P. 1–11.

14. Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. М.: 2003. 168 С.

15. Ratkova T.N., Wassmann P. Sea ice algae in the White and Barents seas: composition and origin // Polar Research. 2005. V. 24. № 1–2. P. 95–110.

16. Frail-Gauthier J.L., Mudie P.J., Simpson A.G. et al. Mesocosm and microcosm experiments on the feeding of temperate salt marsh foraminifera // Journal of Foraminiferal Research. 2019. V. 49. № 3. P. 259–274.

17. Middelburg J.J., Klaver G., Nieuwenhuize J. et al. Organic matter mineralization in intertidal sediments along an estuarine gradient // Marine Ecology Progress Series. 1996. V. 132. P. 157–168.

We aimed to track seasonal changes in foraminiferal populations inhabiting tidal flats in the subarctic White Sea. Three species, *Elphidium williamsoni*, *Ovammina opaca*, and *Miliammina fusca*, dominated both flats. The abundance of *E. williamsoni* did not show a clear seasonal pattern. The peak of abundance of *O. opaca* occurred in May and may be attributed to the phytoplankton bloom in late April-early May after the sea ice melting. By contrast, the abundance of *M. fusca* peaked in November, when the remineralization of organic matter accumulated during the vegetation season continues. These conditions seem favorable for deposit feeders such as *M. fusca*.

**Демиденко Н.А.**

(Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия,  
[demidenko\\_nikola@mail.ru](mailto:demidenko_nikola@mail.ru))

## **Временные масштабы изменчивости концентрации взвешенного вещества в приливных эстуариях Мезени и Кулоя**

**Demidenko N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia)

## **Time scales of the variability of the suspended sediment concentration in the Mezen and Kuloy tidal estuaries**

Ключевые слова: эстуарии, зона смешения вод, взвешенное вещество, пробка мутности, эстуарийная седиментация

В гиперприливных эстуариях Мезени и Кулоя, имеющих эрозионное воронкообразное расширение в сторону моря и испытывающих сильное воздействие приливных колебаний уровня, основными факторами изменчивости концентрации взвешенного вещества являются реверсивные приливно-отливные течения, речной сток воды и наносов, сгонно-нагонные явления и изменение вдольберегового транспорта взвешенных наносов в результате абразии берегов.

Мезенский залив и устьевые области рек Мезени и Кулоя расположены в юго-восточной части Белого моря. Устьевая область Мезени и Кулоя относится к эстуарному типу. Она имеет сложную структуру, которая включает два речных устьевых участка, два расширяющихся вниз по течению приливных эстуария и общее устьевое взморье – южную часть Мезенского залива (рис. 1). Вершина устьевой области р. Мезени располагается в 82 км от устьевого створа эстуария, в районе впадения крупного правого притока – р. Пеза. За устьевой створ Мезени принимается створ в направлении м. Масляный – м. Рябинов. Вершина эстуария Мезени находится в 42 км от устьевого створа, в районе г. Мезень у м. Белый Нос. Вершина устья р. Кулой располагается в районе д. Карьеполье, в 100 км от устьевого створа. Вершина эстуария Кулоя расположена в 40 км от УС, в 8 км выше по течению от с. Долгощелье, у м. Заячий Нос. За устьевой створ этой реки принимается линия по траверсу м. Карговский–м. Харин Нос. По характеру гидрологических и геоморфологических процессов устьевое взморье относится к полузакрытому и отмелому типу [1].

Наиболее ярко выражены в Мезенском заливе приливные полусуточные колебания уровня. Максимальная величина полусуточных приливов возрастает в Мезенском заливе с севера на юг в сторону эстуариев Мезени и Кулоя от о. Моржовец до р. Семжи с 6.8 до 9.8 м, а в эстуарии Кулоя у м. Карговский до 10.1 м.

Предельная дальность распространения приливных колебаний уровней

воды в р. Мезень в зависимости от сезона года и водности реки составляет от 60 до 90 км от устьевого створа. Приливные колебания уровня воды в устьевой области р. Кулой распространяются на расстояние до 100 км от устьевого створа [1].

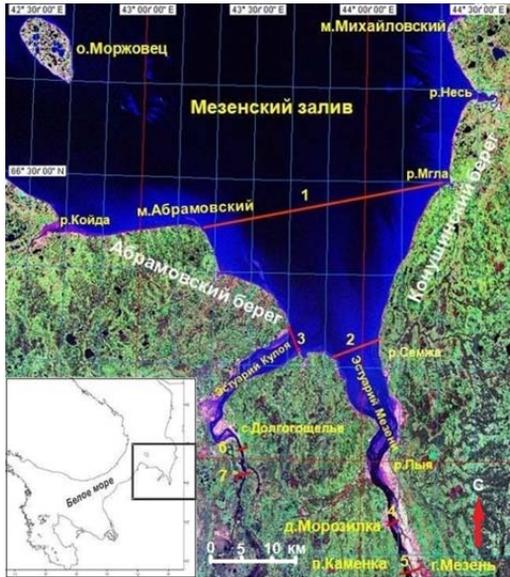


Рисунок 1. Схема Мезенского залива и устьевой области Мезени и Кулоя [основа: Google Earth, 2005]. 1 – граница устьевого взморья: м. Абрамовский–р. Мгла; 2 – устьевой створ эстуария Мезень; 3 – устьевой створ эстуария Кулой; 4 – граница проникновения морской воды в эстуарий Мезени; 5 – вершина эстуария Мезени у м. Белый Нос; 6 – граница проникновения морской воды в эстуарий Кулой выше с. Долгощелье; 7 – вершина эстуария Кулой у м. Заячий Нос.

В эстуарии Кулоя среднегодовое значение сизигийных приливов у м. Харин Нос (устьевой створ) составляет 7.9 м и квадратурных – 5.8 м. В период равноденственных приливов в сизигию величина прилива достигает 9.5 м и в квадратуру – 4.8 м. Продолжительность подъема уровня воды равна 5.1 ч, падения уровня воды – 7.3 ч, коэффициент асимметрии приливной волны  $K_{ac}=0.34$ . Максимальный приливной расход на устьевом створе эстуария Мезени составляет около  $100000 \text{ м}^3/\text{с}$ , Кулоя –  $40000 \text{ м}^3/\text{с}$ .

В эстуарии Кулоя формируется зона смешения речных и морских вод. Протяженность зоны смешения в эстуарии Мезени составляет – 36 км, Кулоя – 34 км. Максимальные значения солености воды в устьевых створах эстуариев (26 епс) наблюдаются при сизигийных приливах и штормовых

нагонах в маловодную летнюю межень. Средняя величина продольных градиентов солености составляет 1.5–2.0 епс на 1 км, достигая на отдельных участках значений 3.0–4.0 епс. Вертикальный градиент солености не превышает 0.1–0.4 епс на 1 м [1].

Энергия, необходимая для взмучивания и переноса взвешенных наносов в эстуариях, поступает из различных источников и изменяется по величине и частоте. Некоторые изменения случайные, но многие регулярные и периодические [1, 4].

На рис. 2 изображены графики спектров потока энергии и временных масштабов взмучивания наносов в зависимости от колебания скорости течения за различные периоды времени. Диапазон периодов колебаний скорости в эстуариях довольно широк: от долей секунды до нескольких лет. Максимальные и минимальные периоды колебаний скорости и их энергии различаются примерно в  $10^8 \div 10^{10}$  раз.

Случайные колебания от долей секунды до десятков и сотен секунд ассоциируется с энергией турбулентности, с которой связано явление отрыва и смыва частиц донных отложений. В приливных потоках вследствие гидродинамической неустойчивости осредненного течения возникают крупномасштабные турбулентные возмущения порядка ширины потока, которые распространяются вдоль потока. Эти вихри распадаются на менее крупные, которые могут быть отнесены к мезомасштабной турбулентности, имеющие величину порядка  $0.5 \div 3$  глубин, которые постепенно измельчаясь, доходят до размеров «колмогоровского микромасштаба» порядка десятых долей миллиметра [1].

На короткопериодные турбулентные флуктуации накладываются потоки энергии ветрового волнения с колебанием скорости течения и периодов взмучивания наносов  $1 \div 10^1$  с, а также внутренние волны, проходящие по поверхности раздела пресных и морских вод с периодами  $10^2 \div 10^3$  с. Периодические колебания энергии и скорости течения в пределах  $10^4 \div 10^5$  с наблюдаются за полусуточный и суточный прилив. Это вызывает сильную изменчивость мутности и расхода наносов в различные фазы приливного цикла и различной величине приливов.

Изменение величины прилива от квадратуры до сизигии вызывает двухнедельный цикл взмучивания и отложения наносов. В период роста прилива с квадратурного к сизигийному, приливные течения становятся сильнее и следовательно транспортируют намного больше взвешенных наносов за каждый последующий прилив, до тех пор пока максимальные скорости течения снова не уменьшатся. Отмечается время запаздывания в 2–4 дня между средним максимумом приливных скоростей и максимальной мутностью.

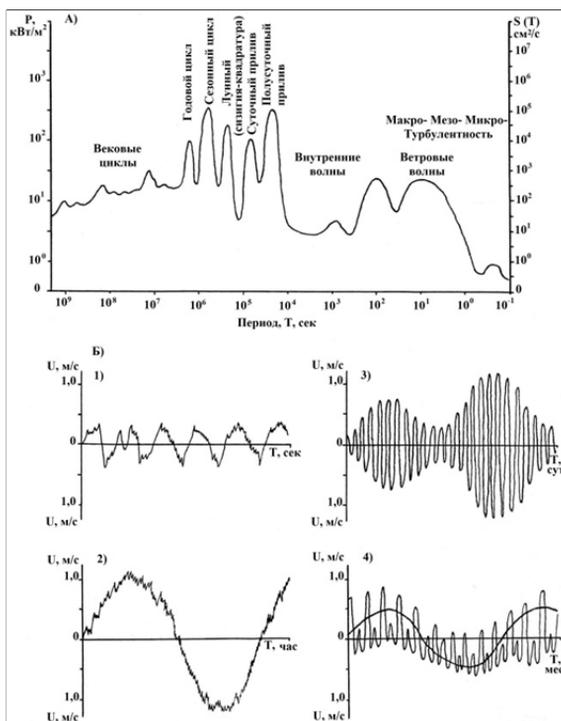


Рисунок 2. Схема временных масштабов колебания потока энергии и скоростей течения, влияющих на взмучивание и перенос наносов в приливных эстуариях. А) схематическое представление временных масштабов потока энергии и спектров скоростей течения. Б) 1 – колебания скорости в турбулентном потоке; 2 – полусуточный прилив; 3 – сизигийно-квадратурный цикл; 4 – равноденственный период [1, 4].

На регулярные полусуточные, двухнедельные и равноденственные приливные изменения скорости течения и сопутствующие им процессы взмучивания и переноса взвешенных наносов накладываются менее периодические сезонные и годовые изменения концентрации взвешенных наносов. Эти изменения вызваны рядом климатических и гидрологических факторов. Главным из них является сезонное колебание речного стока и мутности воды, поступающих с речного бассейна. Так как речной бассейн покрыт снежным покровом и эродирующая способность поверхностных вод минимальная, то с речным потоком в устье реки поступает незначительное количество взвешенных наносов [2].

Сезонные климатические условия влияют на изменение потоков воздушных масс и, соответственно, направления ветровых волн. Это вызывает усиление или затухание взмучивания донных наносов и

результатирующий перенос в сторону реки или моря. Изменения потока наносов, вызванные ветром, могут происходить в любое время года, но самые активные наблюдаются в осенний период. В связи с усилением интенсивности осадков в осенний период речной приток взвешенных наносов обычно также увеличивается. Это вызывает рост мутности и расхода взвешенных наносов в это период.

Многолетние колебания речного стока воды и объема переносимого взвешенного материала за долгий период от  $10^6$  до  $10^{10}$  с (т.е. от полгода до тысячи лет) сильно влияют на процессы взмучивания, переноса и аккумуляции наносов в эстуариях. Стратиграфические колонки осадочных пород и донных отложений, отобранных в устьях рек, показывают различия между короткопериодными отложениями ила и песка и долгопериодными общими объемами аккумуляции [3].

Таким образом, динамика воды, солей и взвешенных наносов в эстуариях Мезени и Кулоя тесно связаны с приливными и сгонно-нагонными явлениями, с величиной речного стока на устьевом участке реки и волновыми процессами на устьевом взморье. Важную роль в пространственно-временном распределении наносов играют процессы смешения речных и морских вод с различной плотностью.

Исследование выполнено в ИО РАН в рамках темы Госзадания № FMWE–2021–0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демиденко Н.А. Динамика взвешенного вещества и процессы седиментации в макроприливных эстуариях Мезени и Кулоя // Известия РАН. Серия Географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 158–178.
2. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море (Седиментогенез и история развития в голоцене). М.: Наука, 1977. 236 с.
3. Римский-Корсаков Н.А., Коротяев В.Н., Иванов В.В., Пронин А.А., Демиденко Н.А. Гидрологический режим и литологические процессы в эстуарии Мезени // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 1–9.
4. Nichols M.M. Effect of fine sediment resuspension in Estuaries. In: Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies. Ed. by Metha. 1986. V. 14. P. 5–42.

In the hypertidal estuaries of Mezen and Kuloy, which have an erosional funnel-shaped expansion towards the sea and are strongly affected by tidal level fluctuations, the main factors of variability in the concentration of suspended matter are reversible tidal currents, river runoff of water and sediments, surging and changes in the longshore of suspended sediments transport as a result of coastal abrasion.

**Демиденко Н.А., Коченкова А.И., Лохов А.С., Лещев А.В.**  
(Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:  
[demidenko\\_nikola@mail.ru](mailto:demidenko_nikola@mail.ru))

## **Факторы проникновения соленых вод в рукава дельты Северной Двины**

**Demidenko N.A., Kochenkova A.I., Lokhov A.S., Leshchev A.V.**  
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Factors of salt water intrusion into the branches of the Northern Dvina delta**

Ключевые слова: приливные дельты, зона смешения вод, проникновение соленых вод, речной сток, приливы, нагоны

Исследование проникновения соленой воды в приливные дельты рек имеет важное значение для гидрологии береговой зоны. Процесс проникновения (интрузии) морской соленой воды в Северную Двину служит индикатором взаимодействия морских и речных вод в устье реки и формирования зоны смешения. Усиление этого процесса вызывает ряд отрицательных последствий для некоторых отраслей хозяйственной деятельности.

Динамическое взаимодействие морских и речных вод в условиях приливных устьев рек находится под влиянием трех основных факторов: приливных колебаний уровня моря, стока речных вод из бассейна реки и разности плотностей речных и морских вод. В качестве главной характеристики проникновения соленой воды взята величина дальности ее проникновения, определяемая расстоянием от постоянного начала (устьевого створа) до границы проникновения соленой воды, за которую принимают положение изогалины 1‰ в придонном слое вблизи фарватера рукава. Главный фактор, определяющий долгопериодную изменчивость – речной сток. Величина прилива и нагона (сгона), внутренние волны, а также соленость на морской границе устьевого участка и устьевой области, которая определяется синоптическими условиями в предшествующий период.

Регулярные наблюдения за проникновением морских соленых вод ведутся в устье Северной Двины уже длительный период [1]. На протяжении 2016–2023 гг. был проведен ряд экспедиционных работ, охвативших основные рукава дельты Северной Двины. Экспедиции были нацелены на получение комплексных представлений о динамике потока в устье в течение приливного цикла. Одновременно с расходами воды, скоростями течения, уровнями воды наблюдалось изменение солёности и температуры, дальность распространения соленых вод по устьевому участку. Регулярные гидрологические наблюдения, в том числе за проникновением соленых вод, ведутся в рукавах Северной Двины в рамках программы работ Северо-Западного отделения ИО РАН им. П.П. Ширшова

по проекту «Маргинальный фильтр Северной Двины».

Устьевая область Северной Двины относится к бассейну Белого моря, одна из самых крупных по величине стока реки. По характеру приливных колебаний уровня устьевая область Северной Двины относится к микроприливной (рис. 1). Величина прилива на морском крае дельты составляет 1.2 м, однако из-за значительного переуглубления русла дальность распространения приливных колебаний уровня воды более 135 км от морского края дельты (МКД), дальность распространения обратных течений в межень доходит до 90 км МКД, максимальная дальность проникновения соленых вод в устьевые участки рукавов дельты Северной Двины достигает 45 км [2].

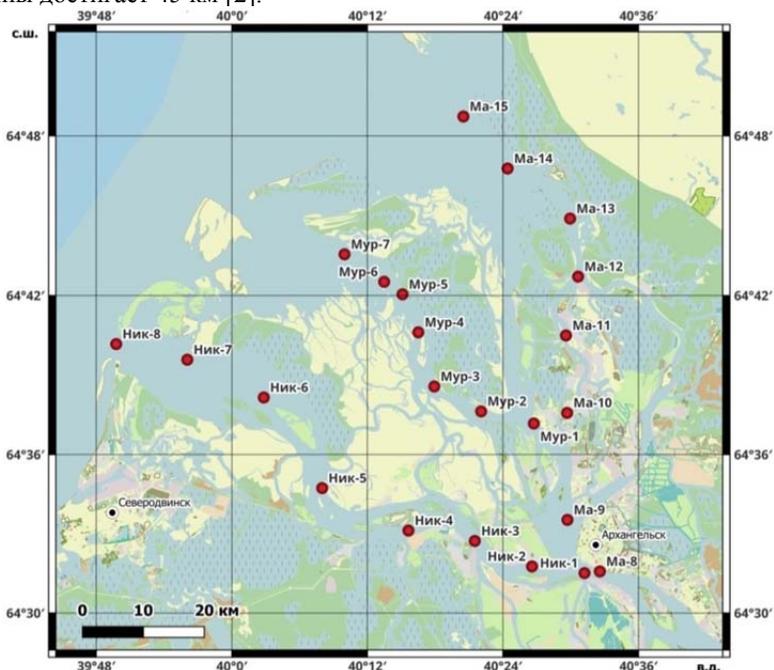


Рисунок 1. Схема работ в дельте Северной Двины в июле 2023 г. Красные точки – станции на разрезах в рукавах дельты.

В качестве характеристик проникновения соленых вод будем рассматривать два параметра: дальность проникновения соленых вод  $L_S$  и характер вертикального перемешивания (полное, частичное или клин соленых вод), который определяется параметром стратификации  $n$  [4].

Граница зоны проникновения соленых вод в протоку Маймаксу была зафиксирована при расходе воды в вершине устьевой области 1290 м<sup>3</sup>/с и величине прилива 0.9 м на расстоянии 25.5 км от морского края (30 июля

2016 г.). Зафиксирован ярко выраженный клин соленых вод. В начале прилива в точке слияния Маймаксы и Кузнечихи (15,5 км от морского края дельты) у дна солёность достигла 15 епс. Параметр стратификации при таком распределении солёности составляет  $n=1.8$ , по мере развития прилива он вероятно еще возрос. Минимальная солёность в отлив перед началом прилива у дна составила 3,1 епс.

При расходе воды в вершине устьевой области  $4600 \text{ м}^3/\text{с}$  (по посту р. Северная Двина – с. Усть-Пинега) подобный полевой эксперимент повторен на протоке Кузнечихе (4 августа 2017 г.). Наблюдения происходили в условиях прохождения дождевого паводка. 1 августа 2018 г. при низком речном стоке (около  $2000 \text{ м}^3/\text{с}$  по посту р. Северная Двина – с. Усть-Пинега) наблюдался клин осолоненных вод в Кузнечихе (максимальное значение параметра стратификации  $n=1.7$ ). Максимальная солёность у дна, зафиксированная во время прилива на нижнем створе перед впадением Кузнечихи в Маймаксу (17 км от МКД) составила 3.1 епс. Дальность проникновения соленых вод составила 20 км от морского края.

В период измерений в дельте Северной Двины в июле 2023 г. при расходе воды в вершине устьевой области  $1450 \text{ м}^3/\text{с}$  и величине прилива 0.9 м дальность проникновения соленых вод в Никольский и Мурманский рукава составляла 15 км, в Маймаксу – 23 км. На морском крае Никольского рукава в придонном горизонте в период полной воды солёность наблюдалась 20 епс, в Мурманском – 14 епс (рис. 2).

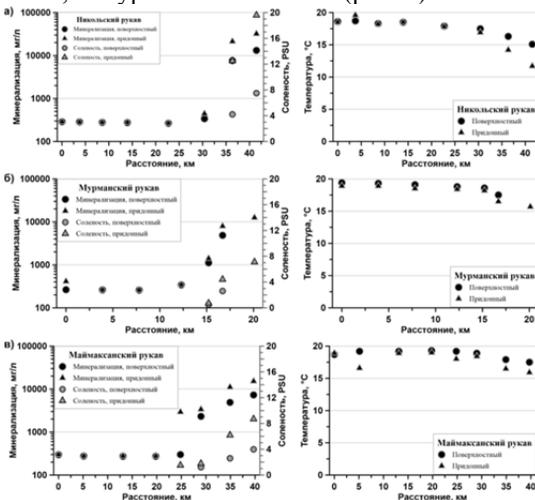


Рисунок 2. Продольное распределение минерализации, солёности и температуры воды по рукавам Никольский, Мурманский и Маймакса 6–8 июля 2023 г.

В период измерений 9–10 августа 2022 г. расход воды в Усть-Пинеге

изменялся в диапазоне 1630–1730 м<sup>3</sup>/с и величина прилива составляла 85 см. Результирующие расходы воды за приливный цикл в период сизигийных приливов и условий низкой летней межени по основным рукавам дельты северной Двины составляли: в вершине дельты (створ Смольный Буян) – 1572 м<sup>3</sup>/с (100%); Никольский рукав (створ Цигломень) – 484 м<sup>3</sup>/с (31%); Мурманский рукав (створ Чекоминка) – 344 м<sup>3</sup>/с (22%); Корабельный рукав (створ Бревенник) – 213 м<sup>3</sup>/с (14%); рукав Маймакса (створ 14 л/з) – 339 м<sup>3</sup>/с (22%); рукав Кузнечиха (створ Соломбала) – 73 м<sup>3</sup>/с (5%) от общего стока в дельту (рис. 3).

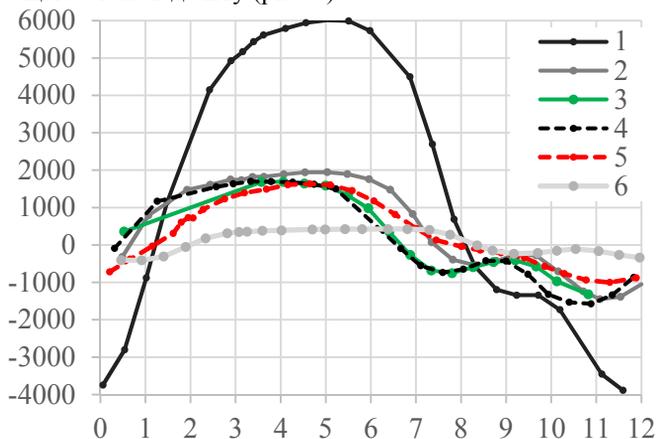


Рисунок 3. Изменение расходов воды по рукавам дельты Северной Двины за приливный цикл по водным часам в августе 2022 г. Створы: 1 – Смольный Буян; 2 – Никольский рукав; 3 – Мурманский рукав; 4 – Корабельный рукав; 5 – Маймакса; 6 – Кузнечиха [по данным Лебедевой С.В.].

**Основными факторами** проникновения соленых вод в рукава дельты Северной Двины считаются речной сток, величина прилива, сгонно-нагонные явления и максимальная переуглубленность русла.

**Величина прилива** влияет на длину участка с солеными водами, потому что для дельты Северной Двины в период сизигийных и квадратурных приливов при близких величинах речных расходов воды и максимальной солёности в устьевом створе (около 20 епс) в два раза большая дальность распространения соленых вод.

**Солёность водной массы на устьевом взморье** влияет на длину зоны смешения, которая распространяется вверх по руслу реки. Это условия может быть очень изменчивым в течение года, испытывая влияние в том числе речного стока и сгонно-нагонных явлений, но его среднее значение отражает среднее положение и протяженность в пространстве всей зоны смешения.

**Максимальные глубины на взморье и его морфометрия** определяют

условия распространения соленых вод. В устье Северной Двины с конца 19 века через восточную часть устьевого бара создан и поддерживается специальный судовой канал Маймакса с глубинами не менее 10 м, через который и происходит наиболее интенсивное проникновения вод.

**Сгонные условия** на море способны заметно снизить величину и энергию приливной волны, приходящей к устьевому створу, в результате чего зона смешения и ее границы смещаются в сторону моря. В то же время ветровой сгон приводит к тому, что речные пресные, распространяющиеся по поверхности взморья, выносятся дальше от морского края дельты, а по дну к устьевому створу продвигаются более соленые водные массы.

**Ледовый покров** также снижает энергию и величину приливной волны, увеличивает скорость ее затухания при продвижении вверх по устьевому участку. Этот фактор оказывается решающим в ситуации, когда речной сток мало влияет на устьевые процессы, но для устья Северной Двины известны случаи опасного проникновения соленых вод в связи с экстремально низкими расходами зимней межени и их сочетанием с нагонами [3].

Результаты, полученные в ходе полевых работ в дельте Северной Двины в июле 2023 г. при сизигийных приливах и межennem летнем стоке позволят осветить многообразие сочетаний факторов проникновения соленых вод и сложность их взаимодействия. Количественные оценки вклада различных факторов в процессы распространения соленых вод могут быть проведены с помощью гидродинамического моделирования и полевых работ.

Исследование выполнено в ИО РАН в рамках темы Госзадания № FMWE–2021–0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лупачев Ю.В. Особенности проникновения соленой воды в приливное устье реки (на примере устья Северной Двины) // Труды ГОИН. 1976. Вып. 129. С. 37–52.
2. Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 383 с.
3. Римский-Корсаков Н.А., Коротаев В.Н., Иванов В.В., Пронин А.А., Демиденко Н.А. Морфология дна и литодинамические процессы на устьевом взморье и в дельте Северной Двины // Океанология. 2017. Т. 57. № 2. С. 348–360.

The study of salt water intrusion into tidal river deltas is important for coastal hydrology. The process of intrusion of sea salt water into the branches of the Northern Dvina delta serves as an indicator of the interaction of sea and river waters and the formation of a mixing zone. The intensification of this process causes a number of negative consequences for some sectors of economic activity.

**Иванова Д.А.<sup>1,2</sup>, Краснова Е.Д.<sup>3</sup>, Воронов Д.А.<sup>4</sup>,  
Радченко И.Г.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва;

<sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского ФИЦ Биотехнологии РАН, г. Москва, e-mail: [da.ivanova99@yandex.ru](mailto:da.ivanova99@yandex.ru); <sup>3</sup>Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В. Ломоносова, пос. Приморский, респ. Карелия;

<sup>4</sup>Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, г. Москва)

## **Сезонная динамика структуры фитопланктона стратифицированного озера Кисло-Сладкое, отделяющегося от Белого моря, в 2021 г.**

**Ivanova D.A.<sup>1,2</sup>, Krasnova E.D.<sup>3</sup>, Voronov D.A.<sup>4</sup>,  
Radchenko I.G.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Winogradsky Institute of Microbiology, Research Centre of Biotechnology of RAS, Moscow; <sup>3</sup>Pertsov White Sea Biological Station of Lomonosov MSU, Primorsky, Karelia; <sup>4</sup>Kharkevich Institute for Information Transmission Problems of RAS, Moscow)

## **Seasonal dynamics of phytoplankton structure in stratified lake Kislo-Sladkoe, partially separated from the White Sea, in 2021**

Ключевые слова: Белое море, фитопланктон, отделяющиеся водоемы, стратификация

В докладе представлены данные по видовому составу и сезонной динамике структуры фитопланктона стратифицированного озера Кисло-Сладкое, отделяющегося от Белого моря в результате послеледниковой подъема суши, с марта по октябрь 2021 г.

Озеро Кисло-Сладкое (66°32'54" с.ш., 33°08'05" в.д.) – один из отделяющихся водоемов беломорского побережья, образованных в результате послеледниковой поднятия земной коры [1]. Озеро (глубиной 4.5 м) находится в начале изоляции, летом оно всегда стратифицировано и имеет пятислойную структуру [2]. Данная работа является продолжением исследований сезонной динамики отдельных сообществ фитопланктона, развивающихся в разных слоях оз. Кисло-Сладкое, начатых в 2019 г. [3].

Для исследования фитопланктона отбирали пробы воды объемом до 1 л с помощью погружного насоса Whale Premium Submersible Pump GP1352 с разных горизонтов до границы с сероводородной зоной. Пробы фиксировали формалином с конечной концентрацией 2% и концентрировали методом обратной фильтрации. Клетки водорослей просчитывали в камере Нажотта на микроскопе МИКМЕД-6 при увеличении x200 и x400 в трех повторностях. Для расчета углеродной биомассы объема клеток определяли методом геометрического подобия [4] с последующим переводом в единицы углерода [5]. Современную

классификацию водорослей приводили по электронной базе данных <https://www.algaebase.org/>.

В период исследований с 17 марта по 5 октября 2021 г. в оз. Кисло-Сладкое было обнаружено 64 таксона и группы таксонов водорослей, из которых 53 определены до вида или рода, принадлежащих 10 классам: Bacillariophyceae (11), Coscinodiscophyceae (1), Mediophyceae (4), Dinophyceae (20), Oxyrrhodophyceae (1), Cyanophyceae (10), Chlorophyceae (1), Rhyzariophyceae (2), Dictyochophyceae (2), Thecofilosea (1). Остальные водоросли были отнесены нами к Euglenophyceae и Cryptophyceae. Большая часть альгофлоры представлена морскими видами. К пресноводным видам из обнаруженных относятся представители класса Cyanophyceae, все с автотрофным типом питания.

Углеродная биомасса фитопланктона в толще воды варьировала от 0.4 мг С/м<sup>2</sup> в середине марта до 149.8 мг С/м<sup>2</sup> в середине сентября (рис. 1). Тип питания фитопланктона с преимущественно автотрофного в начале сезона наблюдений сменился в августе – октябре на преимущественно гетеротрофный, при этом в сентябре в больших количествах появилась неидентифицированная динофитовая водоросль, трофический статус которой установить не представлялось возможным.

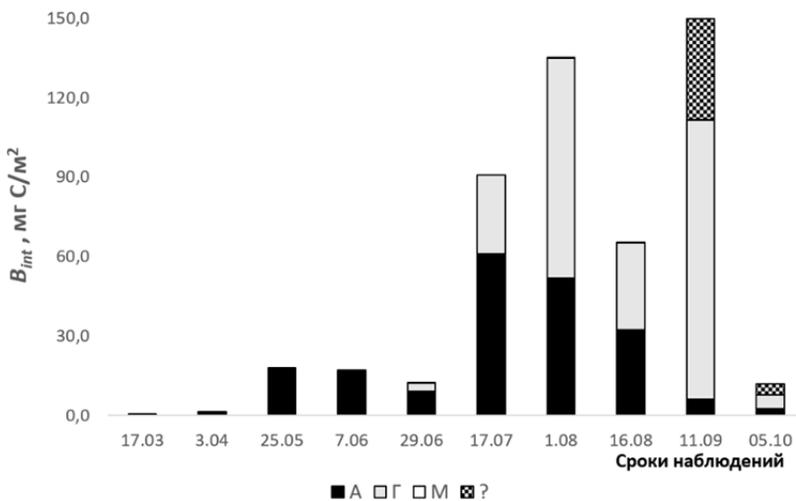


Рисунок 1. Сезонная динамика биомассы фитопланктона в столбе воды ( $B_{int}$ ) в оз. Кисло-Сладкое и вклад в нее водорослей с разным типом питания в 2021 г. А – автотрофный, Г – гетеротрофный, М – миксотрофный, ? – неизвестный

В первой половине периода исследований наибольший вклад в биомассу

вносили диатомовые и зеленые водоросли (рис. 2). Динофлагелляты стали превалировать с августа на фоне снижения обилия диатомей. Цианобактерии, церкозои, криптонады, охрофитовые и эвгленовые водоросли были минорными группами, чье присутствие в фитопланктоне варьировало в течение вегетационного сезона.

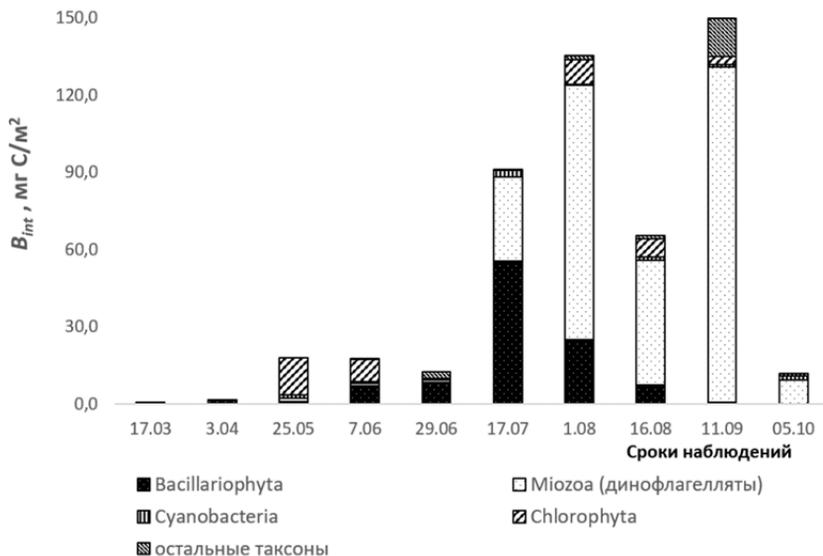


Рисунок 2. Сезонная динамика биомассы фитопланктона в столбе воды ( $B_{int}$ ) в оз. Кисло-Сладкое и вклад в нее отдельных таксонов в 2021 г. Остальные таксоны: Cryptophyta, Euglenozoa, Ochrophyta, Cercozoa

Наибольшие значения биомассы наблюдались в июле–сентябре, их пики приходились на начало августа и середину сентября. Доминантом во всех случаях выступала хищная динофлагеллята *Oxvrrhis marina*.

Обилие фитопланктона в оз. Кисло-Сладкое изменялось также и с глубиной. В период ледового покрытия, когда сероводородная зона доходила до самого льда, фитопланктона в озере было мало (рис. 1, 2). В **марте** на единственном отобранном горизонте 0.5 м доминировала цианобактерия *Microcystis ichthyoblabe*. В **апреле** биомасса концентрировалась подо льдом, а основную массу составляли автотрофные пеннатные диатомовые и бесцветные криптофитовые водоросли.

После схода ледового покрова, в **мае–начале июня**, наибольшие значения биомассы фитопланктона были связаны с развитием автотрофной зеленой водоросли рода *Chlamydomonas* в хемоклине. В **конце июня–июле** максимальные значения биомассы были обусловлены цветением автотрофной диатомовой водоросли *Cyclotella choctawhatcheeana* сначала на

1.5 м, затем на 0.5 м.

С *августа* по *октябрь* наибольшие значения биомассы снова наблюдались в области хемоклина, но определялись уже высоким обилием хищной динофитовой водоросли *O. marina*.

Таким образом, сезонная динамика фитопланктона оз. Кисло-Сладкое в 2021 г. характеризовалась летним и осенним увеличением биомассы, связанным с развитием *O. marina* над границей с сероводородной зоной.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-24-00208, Иванова Д.А. – Исследование таксономического состава фитопланктона оз. Кисло-Сладкое, 2023 г.).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
2. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А., Кокрятская Н.М., Пантюлин А.Н., Рогатых Т.А., Самсонов Т.Е., Фролова Н.Л., Шапоренко С.И. К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Комплексы исследования Бабьего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота – изменения на фоне трансгрессии берегов (Труды Беломорской биостанции МГУ). 2016. Т. 12. С. 211–241.
3. Ivanova D.A., Krasnova E.D., Voronov D.A., Radchenko I.G. Seasonal Dynamics of Algal Flora in the Stratified Kисло-Sladkoe Lake Partially Separated from the White Sea // Oceanology. 2022. Vol. 62. № 2. P. 207–220.
4. Hillebrand H., Dürselen C.D., Kirschtel D., Pollinger U., Zohary T. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // Journal of phycology. 1999. Vol. 35. № 2. P. 403–424.
5. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnology and oceanography. 2000. Vol. 45. №3. P. 569–579.

The report presents data on species composition and seasonal dynamics of phytoplankton structure in stratified lake Kисло-Sladkoe, separated from the White Sea due to the postglacial land uplift, from March to October 2021.

## **Коробов В.Б., Лохов А.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: a.s.lohov@yandex.ru)

### **Статистические характеристики приливных осушек малых рек Двинского и Онежского заливов Белого моря**

Ключевые слова: малые реки, приливные осушки, Белое море, Двинский залив, Онежский залив.

## **Korobov V.B., Lokhov A.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

### **Statistical characteristics of the small river's foreshore areas of the Dvina and Onega Bays, White Sea**

Keywords: small rivers, foreshore areas, White Sea, Dvina Bay, Onega Bay

По морским картам определена ширина осушек в устьевых областях малых рек и ручьев, впадающих в Онежский и Двинский заливы Белого моря. Рассчитаны их статистические характеристики. Установлено, что в целом средняя протяженность осушек в устьевых областях больше в Онежском заливе по сравнению с Двинским заливом: 1628 и 725 м соответственно, что может быть объяснено более интенсивными приливами в Онежском заливе.

**Введение.** Для всех приливных морей характерны явления, получившие в отечественной литературе название «осушки». Осушки представляют собой периодически обнажающиеся на малой воде участки морского дна и затапливаемые на полной воде. Величина осушек, т.е. ее протяженность от берега в сторону моря, зависят от величины приливов и уклонов морского дна. Особенно ярко это проявляется в устьевых областях рек и ручьев, где колебания уровня подвержены влиянию сезонных – половодье и межень, и синоптических – штормовые нагоны и сгоны, процессов.

Осушки представляют собой особый геоэкологический объект, процессы в котором имеют свою специфику [1], и которые необходимо учитывать при решении специальных задач, например, таких как районирование прибрежных территорий [2] и проведении инженерных изысканий [3].

При этом устьевые области малых рек Белого моря отличаются большим разнообразием [4]. Это указывает на то, что и осушки должны вносить свой вклад в режим устьевых областей. Поэтому целью настоящей работы является исследование статистических характеристик осушек, необходимых для дальнейшего анализа особенностей геоэкологических условий в прибрежной части акватории Белого моря. Поскольку число впадающих в Белое море малых рек и ручьев велико, на первом этапе авторы ограничились акваториями Онежского и Двинского заливов (рис. 1), отличающимися как типами берегов, так и гидродинамическими условиями вод.

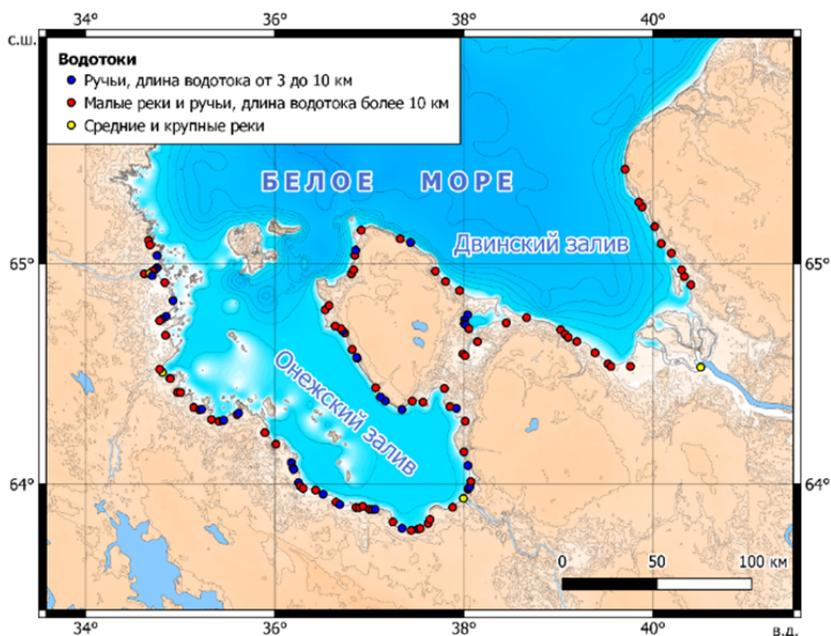


Рисунок 1. Карта-схема водотоков в Онежском и Двинском заливах Белого моря

**Исходные данные и методика.** Для выполнения работы использовалась информация из следующих справочных [5–7] и картографических источников:

1. Единая электронная картографическая основа (ЕЭКО). Федеральный портал пространственных данных. (Электронный ресурс, URL: [portal.fppd.cgkipd.ru](http://portal.fppd.cgkipd.ru). Дата обращения: 18.07.2023).
2. Публичная кадастровая карта. Росреестр. (Электронный ресурс, URL: [pkk.rosreestr.ru](http://pkk.rosreestr.ru) Дата обращения: 18.07.2023).
3. Морские карты ГУНиО Различных масштабов.

Протяженность осушек ( $L$ ) определялась по следующей методике. По данным картографических материалов измерялись: 1) длина перпендикуляра от береговой линии; 2) длина линии параллельной руслу реки в месте ее впадения в море или значительного расширения русла; 3) наименьшая длина от морской границы или места значительного расширения русла до конца осушки. Три полученных значения усреднялись, и были нормированы по максимальному значению для получения показателя протяженности осушаемых территорий ( $k$ ).

Необходимо отметить, что для Онежского залива учтены все водотоки протяженностью более 3 км, приведенные в рассмотренных источниках,

тогда как в Двинском, ручьи длиной от 3 до 10 км рассматривались только с наличием осушаемой зоны.

**Результаты.** Описательная статистика по полученным выборкам для Онежского и Двинского заливов и их вместе взятых приведена в таблице 1. Так, наибольшая протяженность осушки в Онежском заливе составила 5825 м на реке Нижма, а в Двинском – 5176 м на реке Мергесовка. Средняя протяженность осушаемых акваторий в Онежском заливе более чем в два раза больше, чем в Двинском, 1628 и 725 м соответственно. Это напрямую коррелирует с известными средними величинами приливов в этих заливах [8]. Нулевое значение медианы для некоторых случаев означает что у более половины рассмотренных водотоков осушка по данным источников отсутствовала. В этом случае ее протяженность принималась равной нулю.

Таблица. Описательная статистика выборки данных о протяженности осушек малых рек белого моря (L – средняя протяженность осушки, м; k – показатель протяженности осушки)

	Онежский залив		Двинский залив		Итого	
Количество, в том числе:	93		33		126	
- ручьи, длина водотока 3–10 км	58		4		62	
- ручьи и малые реки, длина водотока 3–10 км	31		28		59	
- средние и крупные реки	3		1		4	
Параметр	L, м	k	L, м	k	L, м	k
Длина выборки	90		32		122	
Минимум	0	0	0	0	0	0
Максимум	5825	1	5176	0.889	5825	1
Среднее	1628	0.276	765	0.131	1402	0.239
Медиана	1670	0.279	0	0	1212	0.202

На рис. 2 представлено распределение полученного показателя протяженности осушаемых территорий по береговой линии. Для лучшего визуального представления она представлена в виде полосы толщиной около 5 км, где показателю протяженности соответствует цветовая закрашка.

Наибольшие значения этого показателя наблюдаются в южной и юго-западной части Онежского залива, а также на некоторых локальных участках: в Унской губе Двинского залива, в северо-восточной части Онежского залива (Кяндская, Нижмоозеркая губы и губа Ухта). Это может быть объяснено понижением рельефа местности на линии губа Ухта – Унская губа в юго-восточной части Онежского полуострова.

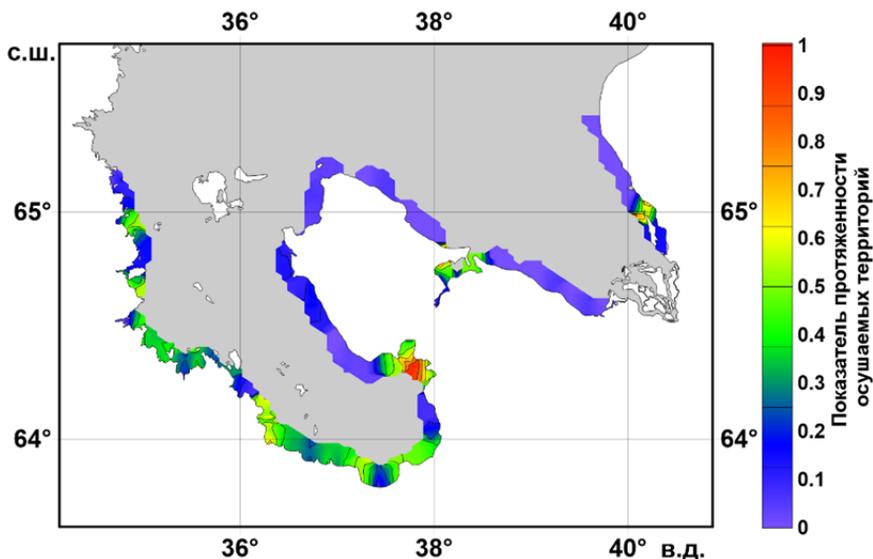


Рисунок 2. Распределение показателя протяженности осушаемых акваторий по береговой линии для малых рек и ручьев Онежского и Двинского заливов Белого моря.

**Выводы.** Размеры осушек в Онежском и Двинском заливах Белого моря характеризуются большим разнообразием. Их ширина колеблется в пределах нескольких метров до нескольких километров. При этом: а) встречаются устьевые области, где осушки отсутствуют; б) средняя ширина осушек больше в Онежском заливе и превосходит среднюю протяженность осушек в Двинском заливе более, чем в два раза; в) максимальная ширина осушек в этой части Белого моря может превышать 5 км.

**Финансирование и благодарности.** Работа выполнена в рамках темы госзадания № FMWE-2021-0006 «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов – литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек». Авторы выражают благодарность Ружниковой Н.Н. за техническую помощь в работе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лохов А.С., Мискевич И.В. Моделирование поведения разлитой нефти в зонах приливной осушки морей западного сектора Российской Арктики //

- Проблемы региональной экологии. 2019. № 1. С. 56–64.
2. Лохов А.С. Районирование территории Ненецкого автономного округа по степени воздействия потенциального разлива нефти на природную среду // Естественные и технические науки. 2020. № 8(146). С. 116–122.
  3. Мискевич И.В., Коробов В.Б., Алабян А.М. Специфика инженерно-экологических изысканий в приливных устьях малых рек западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. 2018. Т. XII. № 3–4. С. 50–61.
  4. Коробов В.Б. Исследования режима устьевых областей рек Белого моря. // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. Москва, 16–20 ноября 2015 г. М.: ГЕОС, 2015. С. 199–202.
  5. Государственный каталог географических названий. [Электронный ресурс]: URL: [cgkipd.ru/science/names/reestry-gkggn.php](http://cgkipd.ru/science/names/reestry-gkggn.php). (Дата обращения: 18.07.2023).
  6. Государственный водный реестр. Федеральное агентство водных ресурсов. [Электронный ресурс]: URL: [nobwu.ru/index.php/2013-11-09-08-10-31](http://nobwu.ru/index.php/2013-11-09-08-10-31) (Дата обращения: 18.07.2023).
  7. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 3: Северный край / Под ред. Н.Д. Шека. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 610 с.
  8. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II: Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 241 с.

According to sea maps, for small rivers and streams mouth flowing into the Onega and Dvina bays, White Sea the width of their foreshore areas was determined with the statistical characteristics calculation. Article describes that width of the mouth foreshore areas is greater in Onega Bay compared to Dvina Bay: 1628 and 725 m, respectively, which can be explained by more intense tides in Onega Bay.

**Коченкова А.И., Стародымова Д.П., Гордеев В.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

[kochen.a@mail.ru](mailto:kochen.a@mail.ru))

## **Формы нахождения металлов во взвеси Северной Двины в течение 2016 года**

**Kochenkova A.I., Starodymova D.P., Gordeev V.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Forms of occurring of metals in the suspended sedimentary matter of the Northern Dvina estuarine zone during 2016**

Ключевые слова: речная взвесь, формы нахождения металлов, Северная Двина

В устьевой области Северной Двины было изучено распределение форм нахождения алюминия, железа, марганца и меди во взвеси по данным ежемесячного опробования в течение 2016 года. Формы нахождения элементов являются определяющим фактором их физико-химической подвижности, потенциальной биологической доступности, а, следовательно, и их токсичности для природных объектах.

Речной сток является важным механизмом поступления загрязняющих веществ в окружающую среду морей Арктики. Поступления осадочного вещества в бассейн Белого моря хорошо изучено в рамках программы междисциплинарных исследований «Система Белого моря», начиная с 2000 г. [1–4]. Для детального изучения геохимии процессов в устьевой области реки и зоне смешения речных и морских вод (области маргинального фильтра [5]) с 2015 г. проводятся ежемесячные круглогодичные отборы проб воды и взвеси в нижнем течении реки. Ежемесячный отбор проб позволяет получить надежные результаты в условиях сильной сезонной изменчивости стока реки и концентраций всех изучаемых элементов и компонентов [6–8].

Материалом для написания работы послужили результаты анализа 48 вытяжек физико-химических форм нахождения химических элементов в 12 пробах взвеси р. Северная Двина. Пробы отбирались с поверхности ежемесячно в устьевой зоне реки с двух станций: Яхт-клуб (в черте г. Архангельск) и порт Экономия. Из каждой пробы объемом от 200 до 800 л воды после отстаивания был декантирован осадок, который затем высушивался. Такой способ отбора позволяет получить достаточные навески взвеси (в ряде случаев до нескольких грамм). Взвесь отбиралась каждый месяц с января по декабрь 2016 г., масса навески составляла от 0.4 до 1.0 г, что является достаточным для проведения серии последовательных химических выщелачиваний.

Последовательное химическое выщелачивание выполнялось по схеме, применявшейся и ранее [9–10], в том числе в работе [11], где показаны результаты фазового анализа для взвеси р. Северная Двина в весенний и

летний периоды.

Были выделены следующие формы металлов во взвеси:

Ф1 – *Адсорбционно-обменный комплекс и карбонаты*. Данная вытяжка характеризует способность металлов к сорбционно-десорбционным процессам на различных осадкообразующих компонентах (глинистые минералы, гуминовые вещества) и связь металлов с карбонатами. Реагентом был ацетатный буфер (ацетат натрия  $\text{CH}_3\text{COONa}$ ).

Ф2 – *Fe-Mn окси-гидроксиды*. На этом этапе выявляются те фракции элементов, которые связаны с аморфными гидроокисями Fe и Mn. Реагентом служит смесь 25% гидроксилamina ( $\text{HN}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$ ) и 35% уксусной кислоты ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) (реагент Честера [12]).

Ф3 – *Органическое вещество и/или сульфиды*. Данная вытяжка выделяет микроэлементы, связанные с различными формами органического вещества. Реагент – пероксид водорода ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) с добавлением азотной кислоты (30%  $\text{H}_2\text{O}_2 + 0.04\text{M HNO}_3$ ).

Ф4 – *Остаточная (иначе кристаллическая или силикатно-обломочная)*. В эту фракцию попадают металлы, находящиеся в составе наиболее прочных к растворению компонентов осадочного материала – глинистых и обломочных минералах. Для извлечения этой формы применяется полное кислотное разложение с помощью смеси  $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ .

Первые три формы позволяют оценить вклад геохимически подвижных металлов, тогда как четвертая является геохимически инертной (литогенной) формой. Подвижные формы могут трансформироваться в речной воде, они доступны биоте, тогда как инертные остаются в речном потоке практически без изменений.

Концентрации Al, Mn, Cu в полученных растворах измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a, а концентрация Fe – методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) на спектрометре «КВАНТ-2А» (фирма КОРТЭК, Россия).

Результаты анализа 12 образцов позволяют сравнить сезонную изменчивость физико-химических форм Al, Fe, Mn, Cu за 2016 г. (рисунок). Применение в данной работе тех же реактивов, что и в более ранних работах, позволяет сопоставлять их между собой [11].

Основной формой алюминия в течение всего года является форма Ф4 – силикатно-обломочная. Она составляет в среднем 85% от валового содержания металла за год, чуть возрастая до 93.6% в период весеннего половодья. Аналогичные данные получены в работе [11], где доля Ф4 составляет 88.4%. Форма Ф1 и Ф2 – сорбированный комплекс и аморфные гидроксилы железа и марганца – имеют подчиненное значение, менее 1%.

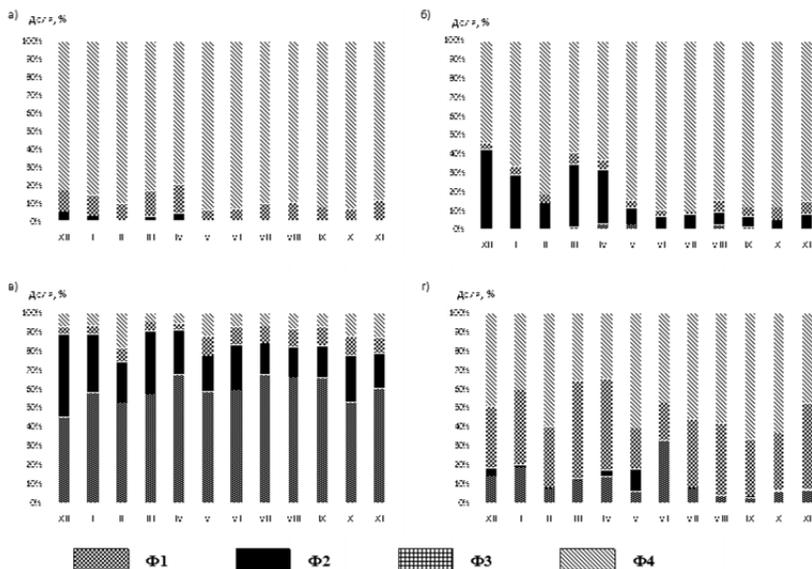


Рисунок. Соотношение форм химических элементов в пробах осажденной взвеси реки Северной Двины в 2016 г.: алюминий (а), железо (б), марганец (в), медь (г).

Форма Ф3, связанная с органическим веществом, составляет от 5.98% весной, до 12.4–15.9% в другие сезоны, что можно объяснить высоким содержанием органического вещества в пробах взвеси (концентрация органического углерода в среднем составила 12%).

В соотношении форм нахождения железа, также как и для алюминия превалирует форма Ф4 – 64.8% зимой и 84.2% в другие сезоны. Значительными становятся формы Ф2 и Ф3. Форма Ф2 имеет максимальные значения в зимнюю межень (41.3%), когда гидродинамическая обстановка способствует развитию биогеохимических процессов в водной толще, и около 9.7% в другое время года. Форма Ф3 (3.78–6.5%) незначительно меняется между сезонами.

Распределение валового содержания марганца по формам значительно отличается от соотношений для железа и алюминия: доля формы Ф4 всего 9.36%. Адсорбированный комплекс формы Ф1 оказывается самым важным – 59.2%, что близко к данным [11] – 53.5%). Повысилась доля формы Ф2, на нее приходится от 16 до 43%. Форма Ф3 мало изменяется в течение года, составляя в среднем 7.4%.

В распределении меди основной остается доля формы Ф4 (51.3%), но высока доля формы Ф3, связанная с органическим веществом – от 20.6%

весной до 50% в осенне-зимний период. На форму Ф1 и Ф2 приходится 10.9% и 2.4% соответственно.

Геохимическая подвижность всех элементов оказывается ниже в период весеннего половодья, когда сток Северной Двины максимален и биогеохимические процессы не успевают развиваться. В остальные периоды повышение подвижности для каждого элемента обеспечивают разные формы: форма Ф3 для алюминия и меди, форма Ф2 для железа и форма Ф1 для марганца. Высокий уровень взвешенного органического вещества, вклад фитопланктона приводит к усилению геохимической подвижности металлов во взвеси Северной Двины.

Полученные данные показывают, что закономерности соотношения форм элементов во взвеси Северной Двины определяется как физико-химическими свойствами элементов, так и физико-географическими условиями среды.

Работа поддержана государственным заданием в рамках НИР FMWE-2021-0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко. М.: Научный мир, 2010. 480 с.
2. Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера Белого моря / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
3. Система Белого моря. Т. III. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко. М.: Научный мир, 2013. 668 с.
4. Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко, В.Г. Воронцовой. М.: Научный мир, 2017. 1030 с.
5. Lisitsyn A.P. The marginal filter of the ocean // *Oceanology*. 1995. V. 34. № 5. P. 671–681.
6. Гордеев В.В., Дара О.М., Алексеева Т.Н., Коченкова А.И., Боев А.Г., Лохов А.С., Белоруков С.К. Сезонные вариации гранулометрического и минерального состава взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины (Белое море) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 442–451.
7. Гордеев В.В., Коченкова А.И., Лохов А.С., Яковлев А.Е., Белоруков С.К., Федулов В.Ю. Сезонные и межгодовые вариации концентраций и стоков растворенных и взвешенных форм органического углерода, железа и марганца Северной Двины в Белое море // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 1. С. 41–55.

8. Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В., Коробов В.Б., Белоруков С.К., Лохов А.С., Яковлев А.Е. Особенности сезонного распределения взвеси и органического углерода по данным обсерватории "Маргинальный фильтр реки Северная Двина" // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 96–111.
9. Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Каспийского и Азовского морей // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.
10. Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н., Новигатский А.Н., Коченкова А.И. Формы нахождения алюминия, железа, марганца и микроэлементов в поверхностных донных осадках Белого моря // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко, В.Г. Воронцовой. М.: Научный мир, 2017. С. 460–503.
11. Гордеев В.В., Шевченко В.П. Формы нахождения некоторых металлов во взвеси Северной Двины и их сезонные вариации // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 282–291.
12. Chester R., Hughes M.J. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments // Chem. Geol. 1967. V. 2. № 3. P. 249–257.

The distribution of aluminum, iron, manganese and copper forms was studied in the Northern Dvina estuary monthly during 2016. Their physical and chemical mobility, potential bioavailability, and, consequently, toxicity of elements in natural objects depend on the forms of occurring.

**Краснова Е.Д.<sup>1</sup>, Воронов Д.А.<sup>2</sup>, Лабунская Е.А.<sup>1</sup>,  
Соколовская Ю.Г.<sup>1</sup>, Пацаева С.В.<sup>1</sup>, Лобышев В.И.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: e\_d\_krasnova@mail.ru; <sup>2</sup>Институт проблем передачи информации РАН, г. Москва)

## **Цветные экологические ниши в водоемах прибрежной зоны Белого моря**

**Krasnova E.D.<sup>1</sup>, Voronoa D.A.<sup>2</sup>, Labunskaya E.A.<sup>1</sup>,  
Sokolovskaya Yu.G.<sup>1</sup>; Patsaeva S.V.<sup>1</sup>, Lobyshev V.I.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>LomonosovMoscow State University, Moscow; <sup>2</sup>Institute for Information Transmission Problems, RAS, Moscow)

## **Colored ecological niches in the water bodies of the coastal zone of the White Sea**

Ключевые слова: световые условия, отделяющиеся от моря водоемы, меромиктические водоемы, хемоклин, цветные слои воды, спектры пропускания света, пигменты, водоросли, аноксигенные фототрофные бактерии

Проведены измерения спектров проходящего света на разной глубине в нескольких прибрежных меромиктических водоемах, в пресноводных водоемах и в прибрежных беломорских водах. Полученные результаты указывают на определяющую роль растворенных в воде гуминовых веществ, концентрация которых возрастает по мере усиления изоляции водоема от моря и особенно велика в пресных водоемах. Состав фототрофного планктона в цветных слоях на границе аэробной и анаэробной зон хорошо согласуется со спектральными диапазонами света, доходящего до границы фотической зоны.

Основу любой экосистемы составляет первичная продукция, произведенная, в большинстве случаев, в результате фотосинтеза. В водных экосистемах его эффективность зависит, в первую очередь, от световых условий. В качестве показателя световых условий обычно используют величину освещенности – светового потока, падающего на единицу площади, а для фотосинтеза – плотность фотонного потока в диапазоне длин волн от 400 до 700 нм, именуемого фотосинтетически активной радиацией (ФАР). На этот диапазон приходятся основные полосы поглощения хлорофилла *a*, входящего в состав светособирающих комплексов и реакционных центров фотосистем I и II, где запускается перенос электрона по электронно-транспортной цепи, приводящей к образованию НАДФН и АТФ и, в конечном итоге, к синтезу сахаров из углекислого газа. Светособирающие комплексы обеспечивают захват фотонов разных длин волн и включают разные хлорофиллы, каротиноиды, фикобиллины. Полосы поглощения света у этих пигментов иные, чем у хлорофилла *a*, что позволяет использовать свет в большем диапазоне. Наибольшего разнообразия пигментный состав достигает у водорослей и

позволяет им освоить экологические ниши с разными световыми условиями. Однако при анализе факторов среды, определяющих пространственное распределение и физиологическое состояние водорослей, спектральный состав проходящего света учитывают редко. Способностью к фототрофному питанию обладают также аноксигенные фототрофные бактерии. Некоторые пигменты, входящие в состав их антенн, обладают чувствительностью к свету за пределами ФАР. Таким образом, для характеристики среды обитания и ее пригодности для продуцентов, необходимо учитывать спектральный состав проходящего света и, желательно, в более широком диапазоне длин волн.

В 2021 году в журнале Nature вышла статья коллектива авторов [1], которые с помощью математического моделирования обосновали существование пяти цветовых ниш с разными диапазонами светового спектра: фиолетовым, синим, зеленым, оранжевым и красным. Их дискретность связана с наличием плеч в спектре поглощения света чистой водой из-за гармоник колебаний молекул воды [2]. В видимой части спектра эти гармоники приходятся на длины волн 401, 449, 514, 605, 662 и 742 нм. Эти ниши реализуются в разной степени, в зависимости от концентрации растворенного органического вещества (РОВ), которое поглощает коротковолновую часть светового спектра. На акваториях с низким его содержанием, в частности, в тропических районах океана с очень прозрачной водой до глубин лучше всего доходит фиолетовая и синяя часть спектра, а свет в красной области поглощает вода. В районах с большим количеством РОВ реализуются длинноволновые ниши, доступные водорослям с дополнительными чувствительными к ним пигментами. Основа идеологии цветовых ниш была заложена Maayke Stomp (2007). Она ввела в научный обиход понятие «цветовых экологических ниш» с разными спектральными диапазонами [3]. Эти публикации открыли «окно возможностей» для нового объяснения таксономической структуры и распределения фототрофных организмов во всех водоемах, включая моря и пресные воды. Особенно перспективна идеология «цветовых ниш» для объяснения цветных прослоек воды в хемоклине меромиктических водоемов.

Они обнаружены в большинстве прибрежных меромиктических водоемов, образовавшихся путем отделения от Белого моря в ходе послеледникового поднятия берега [4, 5]. В ходе прогрессирующей изоляции поверхностный слой воды постепенно опресняется, но в нижней части озерной чаши сохраняется реликтовая морская вода, где накапливается сероводород [6]. На границе анаэробной зоны, именуемой хемоклином, в таких водоемах обычно есть окрашенные прослойки воды с массовым развитием какого-либо вида фототрофных микроорганизмов: водорослей, цианобактерий или серных бактерий [6]. На ранних стадиях изоляции от моря, цветная прослойка окрашена в красноватые тона, а в наиболее изолированных имеет зеленый цвет. При этом схожая окраска может быть вызвана цветением

микроорганизмов, таксономически далеких друг от друга.

Мы предположили, что цвет окрашенной прослойки в хемоклине беломорских прибрежных меромиктических водоемов определяется спектром света, дошедшего до этого горизонта, и что существует какая-то закономерность в прохождении света сквозь верхние слои воды в водоемах на разных стадиях изоляции.

Для проверки этой гипотезы были выполнены измерения спектра проходящего света с помощью спектрометра «Ocean Optics USB 4000» (Ocean Insight, США), соединенного с компьютером и с погружаемым волоконно-оптическим зондом типа 7×UV200/220/290A1 с полосой пропускания 200 – 1300 нм. Измерения проведены в августе 2022 и в июне 2023 гг. Объектами исследования стали 6 водоемов, находящихся на разных стадиях изоляции от моря: Бухта Биофильтров, лагуна на Зеленом мысе, озера Кисло-Сладкое, Большие Хрусломены, Еловое и Трехцветное (водоемы перечислены в порядке усиления изоляции от моря), а также пресноводное озеро Ругозеро (возле пос. Пояконда) и прибрежная морская акватория в проливе Великая Салма в окрестностях Беломорской биологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова. Кроме спектрального состава света, регистрировали освещенность под водой с помощью модифицированного люксметра с погружаемой под воду оптическим сенсором, а также измеряли соленость воды, температуру и окислительно-восстановительный потенциал мультипараметрическим зондом YSI Pro.

Водоемы различались по солености поверхностного слоя воды, которая уменьшается по мере отделения от моря. В проливе Великая Салма и в бухте Биофильтров в период исследований соленость составляла 26‰, в лагуне на Зеленом мысе – 24‰, в оз. Кисло-Сладкое – 14‰, в оз. Б. Хрусломены – 4‰, в оз. Еловое – 0.5‰; в оз. Трехцветное поверхностный слой воды пресный. В этом ряду возрастала цветность воды, сокращалась аэробная зона, цветная прослойка воды с окрашенными микроорганизмами становилась ближе к поверхности водоема. Согласно измерениям освещенности наблюдается также сокращение фотической зоны, а спектральный состав света на ее границе закономерно сдвигается в сторону увеличения длин волн.

В прибрежной зоне моря в окрестностях Беломорской биостанции МГУ свет доходил до дна, на глубине 10–15 м доминировала зеленая часть спектра 480–600 нм. В бухте Биофильтров, которая представляет собой ковшовую губу глубиной 14 м (при отсчете от уровня малой воды) с глубины 9–9.5 м начинается сероводородная зона. До хемоклина здесь доходит свет в диапазоне 500–600 нм. Следующая стадия изоляции представлена двумя солеными водоемами: лагуной на Зеленом мысе (6.5 м) и озером Кисло-Сладкое (4.5 м). В период исследований цветной слой с массовым развитием микроорганизмов в первом находился на глубине 5–5.3 м и во втором – 3.3–3.5 м, и в обоих водоемах до него доходил зеленый и желтый свет с диапазоном длин волн 510–620 нм. При дальнейшем прогрессе изоляции

верхний слой водоема становится пресным, в нашем исследовании эта стадия представлена озером Трехцветное. При максимальной глубине 7.5 м свет в нем доходит только до глубины 2 м, где располагается высокоплотная популяция зеленых серных бактерий. До нее доходит желто-оранжево-красный свет в диапазоне 550–720 нм. И, наконец, в полностью пресном водоеме оз. Ругозеро глубиной 10 м из-за темного цвета воды фотическая зона ограничена глубиной 4 м. Диапазон длин волн на ее границе 560–710 нм.

Причиной различий в спектральном составе проходящего света служит разное содержание РОВ, главным образом – его окрашенной фракции, которая поглощает коротковолновую часть солнечного спектра. Ее концентрация в воде в значительной степени зависит от количества пресной воды, поступающей с водосбора, и оно тем больше, чем сильнее изоляция водоема от моря. В подтверждение этого, мы обнаружили высокую отрицательную корреляцию между соленостью воды и оптической плотностью для УФ света в поверхностном слое водоемов, находящихся на разных стадиях изоляции [7].

Цвет прослойки из фототрофных микроорганизмов хорошо согласуется с результатами измерений спектрального состава света. На ранних стадиях изоляции до границы фотической зоны доходит, в основном, зеленый свет, доступный микроорганизмам с красными дополнительными пигментами, такими как фикозерин (у криптофитовых водорослей *Rhodomonas*), каротиноид оокенон (у пурпурных серных бактерий). В лагунах и изолированных соленых озерах диапазон от желто-зеленого до оранжевого дает преимущество обладателям красно-коричневых пигментов, включая кориневоокрашенные зеленые серные бактерии с каротиноидом изорениератином. В озерах с темной торфяной водой более 90% световой энергии теряется в первых 0,5 м водной толщи, из-за чего граница эвфотической зоны находится близко к поверхности. Красный свет доходит до слоя с окрашенными микроорганизмами, а коротковолновый обрезается еще сильнее. Желто-оранжево-красный спектр проходящего света подходит для возбуждения синих и зеленых пигментов: хлорофиллов, бактериохлорофиллов, фикоцианина, аллофикоцианина, что благоприятствует массовому развитию зеленых водорослей, эвгленовых, криптофитовых с синими фикобиллинами, а из аноксигенных фототрофов – зеленоокрашенных зеленых серных бактерий. В терминологии цветовых экологических ниш эволюцию световых условий в ходе прогрессирующей изоляции водоема можно определить как последовательную смену зеленой ниши на оранжевую и затем на красную. Применительно к зеленым серным бактериям *Chlorobium phaeovibrioides*, имеющим две цветовые формы – зеленоокрашенную и коричнево-окрашенную, и образующим высокоплотные сообщества в разных водоемах [8–9], смена цветовых ниш могла бы послужить объяснением того, какая из них доминирует в конкретном водоеме. На ранних стадиях изоляции при малой концентрации гуминовых

веществ преимущество получает коричневоокрашенная форма, а в водоемах с опресненным эпилимнионом и темной водой – зеленоокрашенная.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Holtrop T., Huisman J., Stomp M. et al. Vibrational modes of water predict spectral niches for photosynthesis in lakes and oceans // *Nature Ecology & Evolution*. 2021. V. 5. № 1. P. 55–66.
2. Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Opt.* 1997. V. 36. P. 8710–8723.
3. Stomp M., Huisman J., Stal L.J., Matthijs H.C.P. Colorful niches of phototrophic microorganisms shaped by vibrations of the water molecule // *The ISME Journal*. 2007. V. 1. № 4. P. 271–282.
4. Krasnova E., Voronov D., Frolova N. Et al. Salt lakes separated from the White Sea // *EARSeL eProceedings*. 2015. V. 14(S1). P. 8–22.
5. Краснова Е.Д. Экология меромиктических озер России. 1. Прибрежные морские водоемы // *Водные ресурсы*. 2021. Т. 48. № 3. С. 322–333.
6. Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М., Краснова Е.Д. Сероводородное заражение прибрежных озер на разных стадиях изоляции от Белого моря // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 3. С. 401–412.
7. Krasnova E., Matorin D., Belevich T. et al. The characteristic pattern of multiple colored layers in coastal stratified lakes in the process of separation from the White Sea // *Chin. J. Oceanol. Limnol.* 2018. V. 6. P. 1–16.
8. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Жильцова А.А. и др. Корреляция оптической плотности в ближнем УФ диапазоне и солености в поверхностных водах прибрежных стратифицированных водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // *Герценовские чтения. География: развитие науки и образования: Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. 19–21 апреля 2023 г. Т. 1. С.-Пб: Изд-во РГПУ им. Герцена, 2023. С. 250–254.*
9. Boldyreva D.I., Babenko V.V., Kanygina A.V. et al. Genome Sequences of a Green-Colored *Chlorobium phaeovibrioides* Strain Containing Two Plasmids and a Closely Related Plasmid-Free Brown-Colored Strain // *Microbiology Resource Announcements*. 2020. V. 9(2). e01172-19.
10. Grouzdev D., Gaisin V., Lunina O. et al. Microbial communities of stratified aquatic ecosystems of Kandalaksha Bay (White Sea) shed light on the evolutionary history of green and brown morphotypes of Chlorobiota // *FEMS Microbiol Ecol.* 2022. V. 98(10). fiac103.

Transmitted light spectra were measured at different depths in several water bodies on the coast of the White Sea. Phototrophic plankton in the colored layers at the boundary of the aerobic and anaerobic zones is in good agreement with the spectral ranges of transmitted light.

## **Махнович Н.М.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: nmakhnovich@yandex.ru)

## **Макрозообентос на осушках устья р. Пыя**

**Makhnovich N.M.**

(P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## **Macrozoobenthos on the drying zone of the Pyya estuary**

Ключевые слова: приливы, осушка, зообентос, распределение, устье, река Пыя

Летом 2019 г. проведены исследования макрозообентоса на осушках устьевого участка реки Пыя (Мезенский залив, Белое море). Определен видовой состав, количественные показатели обилия. Обнаруженные животные относились к двум типам и двум классам. Максимальные показатели численности составили 176 экз/м<sup>2</sup>, биомассы – 2.86 г/м<sup>2</sup>. Низкие количественные показатели объясняются высокой изменчивостью факторов среды.

Спецификой приливных эстуариев является формирование обширных приливных осушек. Эти участки, с одной стороны, являются зонами активных геохимических и гидробиологических процессов, с другой – зонами, наиболее уязвимыми при различных техногенных авариях. Для оценки негативных последствий антропогенного загрязнения приливных эстуариев крайне важно знать особенности пространственного распределения на их осушках сообществ донных беспозвоночных.

Северо-западным отделением ИО РАН в августе 2019 г. были организованы исследования устьевой области реки Пыя (Мезенский залив, Белое море). Она состоит из полузакрытого устьевого взморья и однорукавного («каналообразного») устьевого участка. Река Пыя относится к малым рекам с длиной водотока 70 км, в устье наблюдаются макроприливные условия, при которых величина прилива превышает 2.8 м [1].

Материалом для исследований послужили пробы макрозообентоса, отобранные в нижней части осушек на малой воде приливного цикла в устье р. Пыя. На устьевом участке реки донные отложения исследуемой части осушки были преимущественно представлены илами, глиной и песком с наилком, включая примеси гальки, камней и обломков раковин моллюсков, на устьевом взморье – в основном крупнозернистым песком.

Отбор гидробиологического материала производился по общепринятым методикам [2]. Применяли рамку площадью 0.25 м<sup>2</sup>. Крупных животных выбирали вручную, поверхностный слой грунта промывали через сито с размером отверстий 1 мм. Полученный материал фиксировали 70% этанолом. В местах отбора проб отмечался характер донных отложений. При обработке материалов обнаруженные организмы определяли до вида

или более крупных таксонов, также находили численность и биомассу гидробионтов. Вес донных животных определяли в лаборатории на аналитических весах *Adventurer Ohaus RV214*.

Всего за период исследования было обнаружено три представителя бентофауны, среди которых два вида моллюсков и один вид хирономид. Встреченные организмы относились к двум типам (моллюски *Mollusca* и членистоногие *Arthropoda*) и двум классам (двустворки *Bivalvia* и насекомые *Insecta*). Количественные параметры макрозообентоса отражены в таблице.

Фаунистической особенностью исследованного участка реки является то, что наибольшее видовое разнообразие и наиболее высокие показатели численности и биомассы выявлены на тех станциях, где термохалинная изменчивость устьевых вод была более сглаженной.

Таблица. Численность (N, экз/м<sup>2</sup>), биомасса (B, г/м<sup>2</sup>) и число видов (n) зообентосных организмов в устьевой области р. Пыя

№ станции	<i>Mollusca</i>			<i>Chironomidae</i>		
	N	B	n	N	B	n
1n	4	1.69	1	–	–	–
2n	8	2.86	1	–	–	–
4n	–	–	–	176	0.44	1

В целом донная фауна приливных осушек устья реки Пыя крайне бедна, отличается пространственной неоднородностью и сравнительно низкими численностью и биомассой. Наиболее часто встречаемыми видами в таких зонах оказались моллюск *Macoma balthica* и хирономиды. На станциях 3n, 5n животные в пробах отсутствовали.

Проведенные исследования в 2014, 2015, 2018 гг. в устьевых областях рек Кянда, Ухта и Тамия соответственно выявили схожую закономерность в пространственном распределении макрозообентоса. Биомасса и численность донных беспозвоночных на всех трех реках возрастают на морской и речной границах устьевых областей, где короткопериодная изменчивость гидрологических параметров выражена сравнительно слабо [3, 4].

Таким образом на приливных осушках мезо- и макроприливных устьев рек Белого моря существуют зоны с низкими показателями численности, биомассы и биоразнообразия зообентоса. Локализация таких зон приурочена к участкам приливной миграции фронтальной зоны, в которых наблюдается высокая короткопериодная изменчивость температуры, солености воды и других гидрологических и гидрохимических параметров. Данное обстоятельство необходимо учитывать при прогнозировании возможных ущербов эстуарным экосистемам Белого моря при оценке последствий аварий в его прибрежных районах. Кроме этого, следует принимать во внимание снижение в указанных зонах интенсивности

биологической переработки органических компонентов донных осадков.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания FMWE-2021-0006 «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов – литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мискевич И.В., Лещев А.В., Яковлев А.Е., Белоруков С.К. Гидролого-гидрохимическая характеристика устья реки Пья в Мезенском заливе Белого моря в летний период // Труды Архангельского центра Русского географического общества: сборник научных статей. Архангельский центр Русского географического общества. Архангельск, 2019. С. 286–292.
2. Руководство по методам биологического анализа морской воды и донных отложений / Цыбаль А.В. (ред.). Л., 1986. 192 с.
3. Махнович Н.М. Пространственное распределение макрозообентоса устьевой области реки Ухта (бассейн Белого моря) // Геология морей и океанов. Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2017. С. 232–234.
4. Махнович Н.М., Мискевич И.В. Особенности пространственного распределения бентоса на осушках мезоприливных устьев рек Белого моря на примере устья р. Кянды // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2015. С. 230–234.

During summer 2019, studies of macrozoobenthos were carried out on the drylands of the Pyya River estuary (Mezen' Bay, White Sea). Species composition, quantitative indicators of abundance were determined. The detected animals belonged to two types and two classes. The maximum indices of abundance were 176 ex/m<sup>2</sup>, biomass – 2.86 g/m<sup>2</sup>. Low quantitative indices are explained by high variability of environmental factors.

**Мискевич И.В., Лещев А.В., Лохов А.С., Чульцова А.Л.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: szoioras@yandex.ru)

**Некоторые особенности гидрологических и гидрохимических характеристик устьевого взморья р. Онеги в Белом море в летнюю межень**

**Miskevich I.V., Leshchev A.V., Lokhov A.S., Chulsova A.L.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Some features of the hydrological and hydrochemical characteristics of the estuarine coastal zone of the river Onega in the White Sea in summer low**

Ключевые слова: Белое море, река Онега, устье, лето, гидрология, гидрохимия, маргинальный фильтр, прилив.

Исследованы особенности формирования гидрологических и гидрохимических характеристик устьевого взморья р. Онеги в Белом море. Выявлено, что гравитационная ступень маргинального фильтра соответствует интервалу солености менее 5‰. Короткопериодные изменения солености и мутности морских вод в районе Кийского архипелага в вершине Онежского залива не коррелируют с приливными колебаниями уровня воды. Сделано предположение, что на этом участке локализуется узел (точка) пространственного разворота фронтального раздела между речными и морскими водами в различные фазы приливного цикла.

В августе 2023 г. сотрудниками Северо-Западного отделения ИО РАН были проведены исследования структуры маргинального фильтра устьевой области р. Онеги в Белом море. В отличие от прошлого года, когда наблюдения охватили только устьевой участок реки и участок на его границе с устьевым взморьем в южной части Онежского залива [1], в 2023 г. были выполнены разрезы от реки до острова Кий в малую и полную воды приливного цикла. Этот остров считается морской границей устья р. Онеги. Также были проведены полусуточная серия наблюдений с дискретностью 2 ч на поверхностном горизонте и 2-х суточная серия наблюдений на придонном горизонте с дискретностью 0.5 ч (с помощью зонд-регистратора *SeaGuard RCM SW* фирмы *AANDERAA*) на рейдовой станции между островами Кий и Фаресов. В состав проведенных наблюдений входили измерения уровня и температуры воды, течений, солености, мутности, величины рН, концентраций взвешенных веществ, кислорода, общего азота и фосфора.

Связь взвешенных веществ и гидрохимических показателей с распределением солености и данные предыдущих исследований [1] дают возможность предположить, что гравитационной ступени маргинального фильтра в устье Онеги соответствует диапазон солености менее 5‰ при

диапазоне изменчивости концентраций взвеси вдоль фарватера в интервале 12.5–53.2 мг/л. Далее располагается коагуляционно-сорбционная ступень, но ее верхний предел по солености до настоящего времени остается неопределенным, т.к. наши наблюдения не охватили диапазон солености более 18–20‰. Можно предположить, что структура маргинального фильтра устья р. Онеги близка к условиям, наблюдаемым в устье р. Северной Двины [2], в котором гравитационной ступени соответствует интервал солености менее 5‰, коагуляционно-сорбционной ступени 5–20‰, биологической ступени – более 20‰.

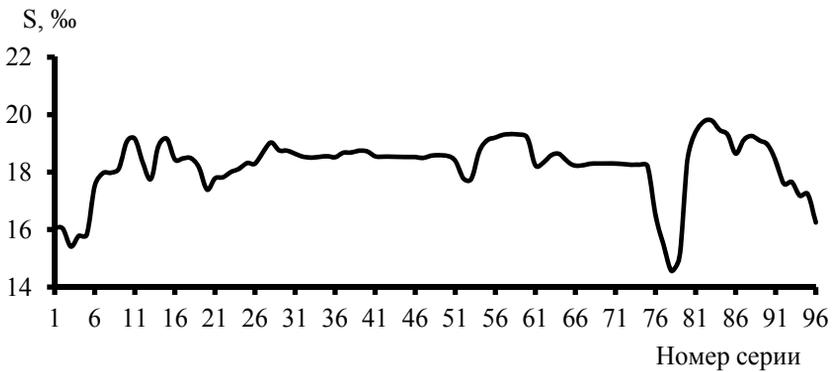
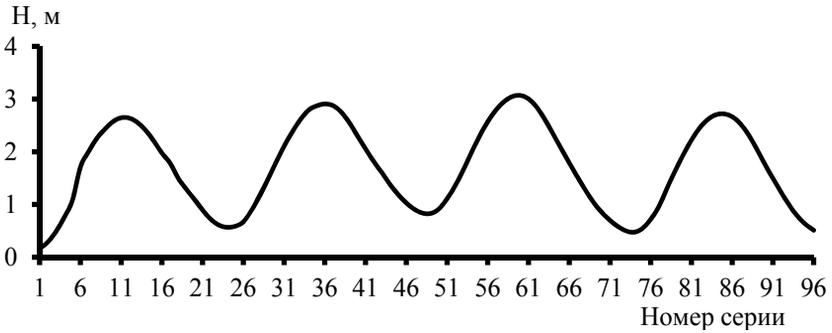
При проведении наблюдений было обнаружена аномальная короткопериодная изменчивость солености. Она, как и изменениями мутности морских вод, не коррелировала с приливными колебаниями уровня воды (рисунок). Однако, на границе устьевое участка реки и Онежского залива подобная корреляция была хорошо выражена.

Ранее подобное явление в зонах смешения речных и морских вод в Белом и Баренцевом морях нами не фиксировалось. Можно предположить, что в районе острова Кий в Онежском заливе локализуется квазистационарный «опорный узел», вокруг которого вращается фронтальный раздел между речными и морскими водами. На приливе изогалины начинают располагаться перпендикулярно оси устьевое водотока, и фронтальный раздел вытягивается с запада на восток. На отливе должна наблюдаться тенденция к формированию направления изогалин с юго-запада на северо-восток.

В этой ситуации коагуляционно-сорбционная ступень маргинального фильтра должна быть более характерна для юго-восточной части вершины Онежского залива, а биологическая ступень – для ее юго-западную часть. Данное предположение не противоречит данным мониторинговых наблюдений Северного УГМС [3] на начальном участке судоходного фарватера в юго-западной части вершины Онежского залива.

Обнаруженная аномалия, очевидно, связана с расположением в центре вершины Онежского залива Кийского архипелага с наличием неразмываемых гранитных скал и большой неоднородности глубин. Необходимо отметить, что на устьевых взморьях других 2-х больших рек Белого моря (Северной Двины и Мезени) острова в их центральных частях отсутствуют.

Зафиксированная особенность пространственного расположения маргинального фильтра устьевой области р. Онеги предполагает, что наибольшее загрязнение ее вод и донных отложений должно наблюдаться в юго-восточной части вершины Онежского залива.



Мутность, усл.ед.

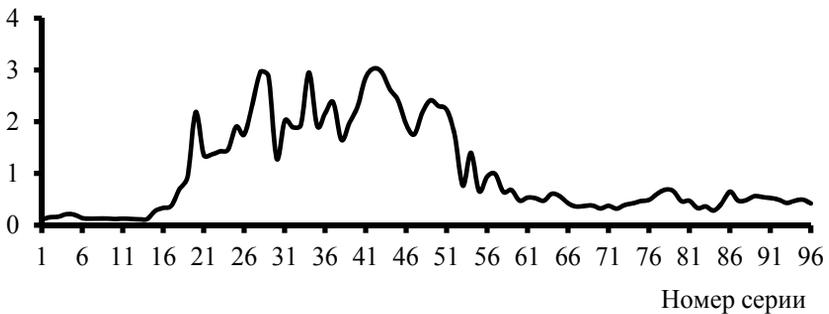


Рисунок. Изменчивость уровня воды, солёности и мутности воды в Онежском заливе между островами Кий и Фаресов 17–18 июля 2023 г. (дискретность измерений – 0.5 ч)

Но вышеупомянутый район из-за навигационных опасностей и малых глубин не доступен для морских научных судов и поэтому практически не изучен в экологическом отношении. В этой ситуации целесообразным становится необходимость его комплексных исследований, что можно, в принципе, реализовать с помощью малых плавсредств.

Исследования проведены в ходе выполнения государственного задания по теме «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов - литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек» № FMWE-2021-0006.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мискевич И.В., Лещев А.В., Лохов А.С., Мосеев Д.С., Яковлев А.Е., Белоруков С.К. Характеристика природных условий устья реки Онега в Белом море в меженные периоды // Труды Архангельского научного центра. 2022. Вып. 10. С. 142–147.
2. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Шевченко В.П., Дара О.М. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.
3. Мискевич И.В. Гидрохимия устьевой области Онеги // Водные ресурсы. 1988. № 4. С. 74–84.

The features of the formation of hydrological and hydrochemical characteristics of the estuary coastal zone of the river Onega in the White Sea have been studied. It was revealed that the gravity stage of the marginal filter corresponds to a salinity range of less than 5%. Short-term changes in salinity and turbidity of sea waters in the area of the Kiy archipelago at the top of Onega Bay do not correlate with tidal fluctuations in water level. An assumption has been made that in this area a node (point) of the spatial reversal of the frontal section between river and sea waters in different phases of the tidal cycle is localized.

**Мискевич И.В., Мосеев Д.С., Лохов А.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: szoioras@yandex.ru)

**Некоторые особенности формирования геобиохимических характеристик устьев рек о. Вайгач в летнюю межень**

**Miskevich I.V., Moseev D.S., Lokhov A.S.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Some features of the formation of geobiochemical characteristics of the mouths of the rivers of Vaigach Island in the summer low water**

Ключевые слова: остров Вайгач, устья рек, лето, гидрология, гидрохимия, галофиты, маргинальный фильтр

Исследованы особенности формирования геобиохимических параметров в 2-х микроприливных устьях рек острова Вайгач. Они относятся к лагунному типу, и в них может происходить локализация различных ступеней маргинального фильтра на участке небольшой протяженности (не более 0.5–1 км). Здесь они начинают практически накладываться друг на друга. Перенос веществ, образующихся при деградации многолетнемерзлых грунтов, с суши на море за пределы лагуны при этом не наблюдается. Взвешенные и влекаемые наносы начинают накапливаться непосредственно в лагунах арктических островов, изменяя их геоморфологию и экологические условия.

Для большинства островов российской Арктики типично наличие гидрографической сети, сформированной из малых рек и ручьев. Геобиохимические процессы в устьях таких водотоков практически не изучены. В частности, остается неизвестным характер функционирования в устьях указанных рек маргинальных фильтров, определяющих обмен различными веществами между сушей и морем на фоне наблюдаемого климатического потепления.

В рамках решения данной проблемы сотрудники СЗО ИО РАН в июле-2023 г. провели комплексные исследования микроприливных устьев рек Красная и Варкуцьяха (Крестовая) на юго-западе о. Вайгач. Они имеют лагуны, что характерно для устьев многих рек арктических островов. Здесь необходимо заметить, что на водосборе реки Красная в 30-х годах прошлого века велась добыча свинцово-цинковых руд, что могло сказаться на геохимии ее устьевой области.

В состав проведенных наблюдений входили измерения уровня и температуры воды, течений, солености, величины рН, концентраций взвешенных веществ, кислорода, общего азота и фосфора. Кроме этого, были отобраны пробы донных отложений и водорослей для определения уровней их загрязнения тяжелыми металлами, а также были проведены

исследования характеристик устьевых галофитов. В каждом устье реки на одной из станций были проведены полусуточные наблюдения с дискретностью 2 часа (таблицы 1–2), а также были выполнены разрезы вдоль устья реки в полную воду приливного цикла.

Устье р. Красной относится к лагунно-эстуарному типу и сформировано из лагуны протяженностью около 1.6 км и шириной 0.7–1 км, воронкообразного эстуария длиной около 1 км и устьевое участка реки длиной около 0.8 км.

Таблица 1. Результаты полусуточной серии наблюдений в устье р. Красной на удалении 2 км от морского края лагуны 28.07.2023 г.

№ серии	Время	Уровень, см	Т, °С	S, ‰	Взвесь, мг/л	Кислород		Величина рН
						мг/л	%	
I	8.00	4	16.3	18.6	5.0	10.68	110.9	8.47
II	10.00	15	17.5	18.1	41.5	10.92	116.2	8.57
III	12.00	34	18.0	20.7	10.3	11.29	122.4	8.54
IV	14.45	45	16.8	24.8	7.2	12.25	127.5	8.54
V	16.00	35	16.8	23.6	8.7	11.10	114.6	8.62
VI	18.00	26	17.1	22.9	4.1	10.74	112.6	8.63
VII	20.00	26	15.5	24.2	4.8	10.54	105.9	8.60

Таблица 2. Результаты полусуточной серии наблюдений в устье р. Варкуцьяхи на удалении 2 км от морского края лагуны 31.07.2023 г.

№ серии	Время	Уровень, см	Т, °С	S, ‰	Взвесь, мг/л	Кислород		Величина рН
						мг/л	%	
I	9.00	12	22.3	15.9	6.1	9.05	104.9	8.37
II	11.00	10	22.2	14.0	4.7	10.96	127.8	8.79
III	13.00	19	23.7	14.7	10.1	11.49	135.9	8.73
IV	15.00	39	24.6	22.2	5.9	11.44	139.6	8.74
V	18.00	43	23.8	23.3	14.4	10.37	124.0	8.73
VI	19.00	38	23.2	18.8	5.2	10.22	118.6	8.79
VII	21.00	27	20.6	7.8	3.7	9.63	107.5	8.72

Устье р. Варкуцьяхи относится к лагунно-дельтовому типу и сформировано из лагуны протяженностью около 0.6 км и шириной 0.3–0.5 км, малорукавной дельты длиной около 1.5 км и устьевое участка реки

длиной около 1.4 км.

В обследованных устьях рек наблюдаются так называемые микроприливные условия [1]. В устье р. Красной в период проведения наблюдений на речной границе лагуны величина прилива колебалась в диапазоне 31–33 см, в устье р. Варкуцьяхи в вершине дельты – 25–33 см. Устьевые области этих рек в течение всего приливо-отливного цикла занимали соленые воды, что, возможно, было обусловлено аномально жаркой погодой в период проведения полевых работ. Температура воды на устьевых участках рек при этом достигала 18.2–25.2°C, на морских границах лагун – 15.3–18.2°C. При отливе соленость на морских границах лагун практически не менялась, ее приливные колебания фиксировались лишь на речных границах лагун.

Содержание взвешенных веществ при проведении полусуточных наблюдений и разрезов в устье р. Красной колебалось в диапазоне 1.7–41.5 мг/л, в устье Варкуцьяхи – 1.7–14.4 мг/л. Наименьшее содержания взвесей наблюдалось на морских границах лагун, где оно было сопоставимо с их концентрациями в прилегающих морских водах. Наибольшие концентрации взвесей были характерны для верхней границы зоны смешения морских и речных вод (рисунок). Максимум содержания взвешенных веществ (41.5 мг/л) был зафиксирован при проведении полусуточной серии в устье р. Красной на речной границе лагуны в начале фазы прилива. Такое явление характерно и для мезоприливных эстуариев [2]. Оно обусловлено взмучиванием илистых отложений при наличии малых глубин и относительно сильных приливных течений. В исследуемых устьях рек их скорость могла достигать 0.15–0.25 см/с. В итоге получаем, что седиментация взвесей получает максимальное развитие на участках границ лагун с эстуарием или дельтой.

В период проведения исследований наблюдалось значительное перенасыщение устьевых вод кислородом (до 128–140%), которое характерно для мезотрофных водных объектов. При выполнении разрезов была зафиксировано совпадение максимумов кислородонасыщения вод и содержания взвесей, что следует признать аномальным явлением. Интенсивный фотосинтез устьевых вод обеспечивали фитопланктон и монодоминантные сообщества, образуемые зеленой водорослью *Ulva prolifera*, а также фитоценозы приливных осушек с доминированием облигатных галофитов *Carex subspathacea* и *Puccinellia phryganodes*.

Для исследованных устьев рек летом характерны высокие величины рН, обусловленные наличием карбонатных пород на их водосборах и интенсификацией процессов фотосинтеза. В речных водах они колебались в диапазоне 8.7–8.8, снижаясь до 8.3 на морских границах лагун.

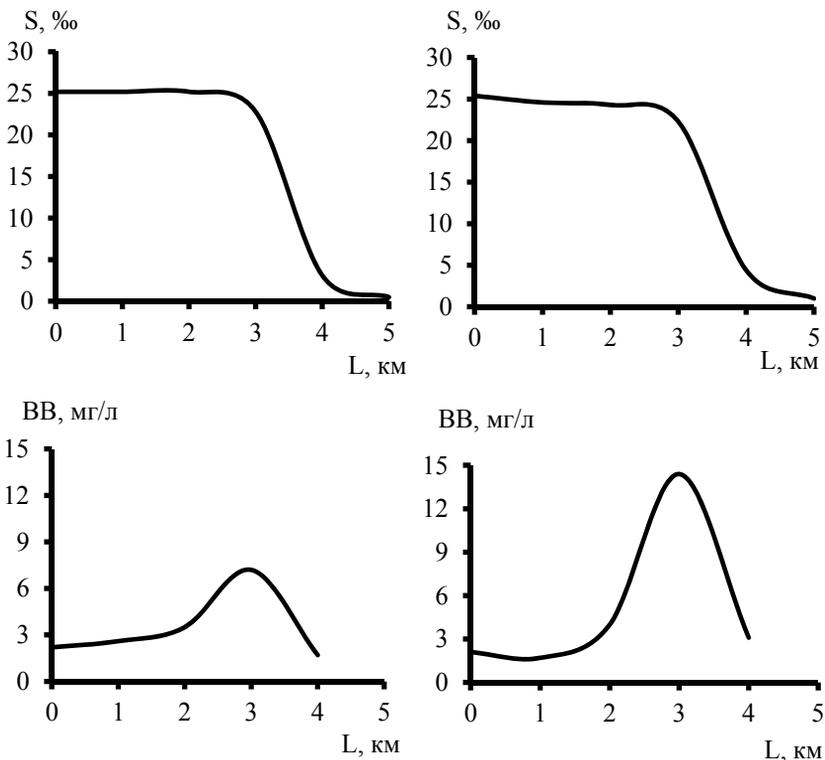


Рисунок. Распределение солёности и содержания взвесей в устьях р. Красной (левый столбец) и р. Варкуцьяхи (правый столбец); 1 км – морская граница лагун

Таким образом, в лагунных устьях микроприливных устьев рек арктических островов может происходить локализация ступеней маргинального фильтра на участке небольшой протяженности (не более 0.5–1 км), где они начинают практически накладываться друг на друга, что не наблюдается в устьях больших рек [3]. При этом следует обратить на относительно низкое кислородонасыщение вод на морском участке, граничащим с лагуной. Здесь, например, присутствуют только разреженные заросли фукусов при наличии закрепляющего субстрата, а штормовые выбросы морских водорослей крайне незначительны. Возможно, что массовое развитие фитопланктона и водных макрофитов в морских водах таких участков лимитируется поступлением с суши биогенных веществ, которые полностью ассимилирует лагунная экосистема.

На данном этапе исследований можно предположить, что частицы деструкции многолетнемерзлых грунтов арктических островов в море через

лагунные устья рек могут попадать лишь при прохождении аномально сильных штормов редкой повторяемости. Взвешенные и влекомые наносы будут накапливаться непосредственно в их лагунах, формируя обширные прибрежные заливные луга и острова, покрытые низкорослой соленоустойчивой растительностью. Это может повлечь за собой значительные изменения в экосистемах устьев рек арктических островов. Например, не исключается накопление в донных отложениях и других компонентах устьевых биогеоценозов токсических веществ, включая радионуклиды. С другой стороны, повышение трофности лагунных экосистем за счет дополнительного притока биогенных и органических веществ, может повлечь за собой увеличение их биопродуктивности, что создаст более благоприятные условия для обитания водоплавающей орнитофауны и промысловых видов рыб, а также морских млекопитающих.

Работа выполнена в соответствии с Соглашением № 23-27-00225 от 29.07.2022 о предоставлении Российским научным фондом (РНФ) гранта по научному проекту № 23-27-00225 «Особенности геохимических процессов в устьях рек арктических островов (на примере острова Вайгач)».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 5–14.
2. Мискевич И.В. Оценка цикличности короткопериодной изменчивости гидрологических и гидрохимических показателей в мезоприливном устье р. Кянды в Белом море в период летней межени // Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2015. С. 235–239.
3. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Шевченко В.П., Дара О.М. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.

The features of the formation of geobiochemical parameters in 2 microtidal river mouths of Vaygach Island were studied. They belong to the lagoon type, and in them various stages of the marginal filter can be localized over a short area (no more than 0.5–1 km). Here they begin to practically overlap each other. The transfer of substances formed during the degradation of permafrost soils from land to sea outside the lagoon is not observed. Suspended and transported sediment begins to accumulate directly in the lagoons of the Arctic islands, changing their geomorphology and environmental conditions.

**Мосеев Д.С., Мискевич И.В., Котова Е.И.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: [viking029@yandex.ru](mailto:viking029@yandex.ru))

**Макрофиты в лагунах Баренцева и Белого морей и их влияние на кислородонасыщение.**

**Moseev D.S., Miskevich I.V., Kotova E.I.**

(Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow)

**Macrophytes in the lagoons of the Barents and White Seas' marshes, and their influence on oxygen saturation**

Ключевые слова: макрофиты, лагунные озера, кислородонасыщение, р. Индига.

Одним из важных биотопов приливных устьев малых рек Белого и Баренцева морей являются лагуны и небольшие мелководные лагунные озера. В растительном покрове таких водоемов преобладают солеустойчивые и солелюбивые водные растения: *Myriophyllum sibiricum*, *Potamogeton pectinatus*, *Schoenoplectus tabernaemontani*. Показано, что их сообщества оказывают существенное влияние на кислородный режим водоемов, вызывая перенасыщение кислородом до 117–144%.

В лагунах Белого и Баренцева морей формируются разнообразные сообщества макрофитов. Одной из крупных лагун юго-востока Двинского залива Белого моря является губа Сухое Море. Это, существенно осушаемый на отливе солонатоводный залив, отделенный от акватории Двинского залива островом Мудьюгский и узкой Никольской Косой [1].

В понижениях низких приливных берегов – маршей часто образуются небольшие по площади водоемы – лагунные озера, соленые и солонатоводные озерки с площадью водного зеркала менее 100 м<sup>2</sup>. Такие водоемы обычно очень мелководны их глубина чаще всего не превышает 1 м. Летом водоемы, которые находятся на уровне влияния ветровых нагонов, часто пересыхают. Их гидрологический режим зависит от влияния приливов, нагонов и выпадения атмосферных осадков. Такие водоемы являются биотопами занятыми гидрофитной растительностью с обилием солелюбивых и солеустойчивых видов. Сообщества водоемов с доминированием гидрофитов не только формируются в определенных условиях среды обитания, но и сами влияют на гидрохимический состав вод (являются средообразующими), что показано на примере губы Сухое Море [2].

Водная растительность приморских водоемов и гидролого-гидрохимические факторы, связанные с составом и структурой ее сообществ, изучались на побережье Баренцева моря в эстуарии р. Индиги (июль 2022 г.), в нескольких локалитетах Онежского берега Белого моря на Онежском полуострове (сентябрь 2022 г.) – на устьевом участке р. Котовой, на побережье губы Мокрая, а также в Двинском заливе – в Унской губе и в

губе Сухое Море.

Исследования проводились геоботаническими методами с закладыванием пробных площадей в фитоценозах с однородными условиями произрастания размером 2×2 м, где в сообществах определялись: видовой состав, проективное покрытие, ярусная структура, механический состав грунтов. Гидролого-гидрохимические показатели – соленость (минерализация), величина рН, содержания кислорода (кислородонасыщение) измерялись на площадках на приборе *Multi 3420* фирмы *WTW* (Германия).

В водоемах маршевых берегов и лагунах Белого и Баренцева морей формируются разнообразные сообщества водной и воздушно-водной растительности с доминированием: *Eleocharis uniglumis*, *Bolboschoenus maritimus*, *Phragmites australis*, *Hippuris tetraphylla*, *Myriophyllum sibiricum*, *M. verticillatum*, *Potamogeton pectinatus*, *Ruppia maritima*, *Zostera marina*.

Абиотические условия обитания макрофитов и формирования их состава и структуры сообществ в водоемах маршей неодинаковы (таблица).

В лагунных озерах вершины эстуария р. Индиги (приток р. Большая Щелья) площадью водного зеркала около 1 га формируются сообщества с доминированием погруженного макрофита урути сибирской – *Myriophyllum sibiricum*. Они образуются на участках с глубинами 20–30 см с илистым грунтом при значительных пространственных изменениях солености (от 1.0 до 9.7‰). Кислородонасыщение в водоеме меняется в зависимости от покрытия урутью дна. На участке побережья (станция *1o/u*) с покрытием урути сибирской около 80% содержание кислорода достигает 13.62 мг/дм<sup>3</sup>, кислородонасыщение – 143.7% [3]. Это говорит о влиянии таких сообществ на кислородный режим водоема за счет процесса фотосинтеза. На участках акватории водоема (станция *2o/u*) с небольшим покрытием урути (10–20%), содержание кислорода составило 10.75 мг/дм<sup>3</sup>, а кислородонасыщение уменьшалось до 116.6%.

Схожие условия обитания создаются в лагунных озерах эстуария Индиги где обитает другой макрофит – рдест гребенчатый – *Potamogeton pectinatus*, доминирующий на илистых грунтах водоемов с покрытием дна 10–20%. Соленость, измеренная в озере с рдестом составляла – 11.4‰. Содержание кислорода при небольшом покрытии вида достигало 9.4 мг/дм<sup>3</sup>, кислородонасыщение – 117.4%, что значительно меньше чем в сообществе урути с большим покрытием, но близко к сообществу урути, где ее покрытие меньше.

В губе Сухое Море сообщества макрофитов оказывают заметное влияние на суточный ход гидролого-гидрохимических процессов. Исследования показали, что в заливах с доминированием *Schoenoplectus tabaernemontani* и *Potamogeton pectinatus* наблюдаются значительные изменения рН, содержания кислорода и кислородонасыщения в ходе приливно-отливного цикла [2]. При общем проективном покрытии в

сообществах около 60%, максимальное насыщение кислорода по измерениям проведенным 7 июля 2019 г. в полдень достигало 113.1%. Можно предположить, что в это время в сообществах наблюдается максимально возможная интенсивность фотосинтеза.

Максимальная величина кислородонасыщения в открытой части губы Сухое Море у мыса в сообществах *Potamogeton pectinatus* с покрытием дна около 20%, составила 97.1%, что близко к показателю, измеренному в тех же сообществах в озере устья Индиги, где было такое же покрытие *Potamogeton pectinatus*.

Таблица. Сообщества макрофитов в водоемах маршей и условия их обитания

Тип сообщества	№ Ст.	Место-нахождение	ПП, %	Тип грунта	Глубина, м	S, %	pH	O <sub>2</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	Кислородонасыщение, %
<i>Myriophyllum sibiricum</i>	1о/и	Устье Индиги	80	Ил	0.1–0.3	9.7	.	13.62	143.7
<i>Myriophyllum sibiricum</i>	2о/и	Устье Индиги	15	Ил	0.5–1.0	1.0	.	10.75	116.6
<i>Potamogeton pectinatus</i>	3о/и	Устье Индиги	20	Ил	0.3	11.4	.	9.4	117.4
<i>Schoenoplectus tabaernemontani</i> + <i>Potamogeton pectinatus</i> *	2 м/взв	Сухое Море	60	Илистый песок	.	1.9	7.96	12.23	113.1
<i>Potamogeton pectinatus</i> *	2 м/взв	Сухое Море	20	Песок	.	1.2	8.07	10.52	97.1

Сокращения: ПП – проективное покрытие. \* – для сообществ приведены максимальные измеренные значения гидролого-гидрохимических показателей.

В небольших соленых озерах площадью до 100–200 м<sup>2</sup> с илистым грунтом обычны сообщества с доминированием солелюбивого воздушно-водного макрофита хвостника четырехлистного – *Hippuris tetraphylla*. На дне часто развиваются желто-зеленые водоросли рода *Vaucheria*. Показано, что вид на побережье Баренцева и Белого морей произрастает в условиях значительных изменений солености от 1 до 30‰ [4, 5]. Колебания pH в таких сообществах также могут быть значительными от 6.7 до 7.8 ед.

Таким образом, сообщества макрофитов имеют средообразующее значение в экосистемах малых водоемов и лагун. Они способны оказывать

влияние на гидролого-гидрохимический режим, в том числе на эвтрофикацию небольших мелководных лагун и мелководных соленых водоемов побережий.

Наиболее активно влияют на кислородонасыщение лагунных водоемов сообщества с высоким обилием гидатофитов с покрытием урути сибирской около 80%, которые вызывают перенасыщение кислородом до 114%. С уменьшением обилия видов величина содержания кислорода и кислородонасыщения уменьшаются, что наблюдается в сообществах рдеста гребенчатого с покрытием дна до 20% и урути сибирской с покрытием дна около 15%.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № FMWE-2021-0006. Исследования в устье р. Индиги также выполнены при поддержке гранта Автономной некоммерческой организации «Экспертный Центр – Проектный Офис Развития Арктики (ПОРА)» № 297-Г.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрология устьевой области Северной Двины. М.: Гидрометеоздат, 1965. 376 с.
2. Мискевич И.В., Мосеев Д.С. Влияние сообществ макрофитов на ритмику природных процессов на устьевом взморье реки Мудьюга в губе Сухое Море в Белом море // Труды Архангельского центра Русского географического общества. 2019. Вып. 7. С. 292–299.
3. Котова Е.И., Мискевич И.В., Мосеев Д.С., Чульцова А.Л. 2022. Характеристика маргинального фильтра эстуария реки Индига в Баренцевом море // Успехи современного естествознания. № 9. С. 39–44. doi: 10.17513/use.37890
4. Матвеева Н.В., Лавриненко О.В. Растительность маршей северо-востока Малоземельской тундры // Растительность России. 2011. № 17–18. С. 45–69.
5. Moseev D.S., Leshchev A.V., Sergienko L.A., Miskevich I.V., Makhnovich N.M., Lokhov A.S. Littoral phytocenoses of marshes located in different tidal condition of the White Sea // Czech Polar Reports. 2022. V. 12. № 2. P. 181–202. DOI: 10.5817/CPR2022-2-14

One of the important biotopes of the tidal zone of the mouths of small rivers in the White and Barents Seas are small shallow lake-like lagoons and lagoons. In the vegetation cover of such reservoirs, salt-tolerant and salt-loving aquatic plants predominate: *Myriophyllum sibiricum*, *Potamogeton pectinatus*, *Schoenoplectus tabernaemontani*. It is shown that their communities have a significant impact on the oxygen regime of water bodies, causing oxygen oversaturation up to 117–144%.

**Моисеев Д.С.<sup>1</sup>, Сергиенко Л.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. г. Москва. e-mail: [viking029@yandex.ru](mailto:viking029@yandex.ru); <sup>2</sup>Петрозаводский государственный университет, Институт Биологии, экологии и агротехнологий)

## **Нитрофитные растительные сообщества на побережье Белого моря (Онежский полуостров)**

**Moseev D.S.<sup>1</sup>, Sergienko L.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow; <sup>2</sup>Petrozavodsk State University, Institute of Biology, Ecology of Agricultural Technologies)

## **Nitrophytic communities on the coast of the White Sea (Onega Peninsula)**

Ключевые слова: нитрофитные сообщества, морские выбросы, марши, галофиты, Белое море

На участках побережья Белого моря богатых выбросами водорослей макрофитов развиваются специфичные сообщества приморских растений нитрофилов из *Atriplex littoralis*, *A. nudicaulis*, *Sonchus humilis*, *Artemisia vulgaris*, *Plantago maritima*. обитающих на грунтах, обогащенных соединениями азота. Такие сообщества являются индикаторами повышенного содержания азота в почве.

На участках берегов с обильными выбросами водорослей макрофитов формируются специфичные сообщества растений нитрофилов, обитающих при повышенном содержании соединений азота в грунте. Они являются связующим звеном между морскими и наземными экосистемами, с которым происходит передача органического материала с моря на сушу, вовлекаемого в пищевые цепи [1].

Исследования нитрофитных сообществ проведены геоботаническими методами на Онежском полуострове в вегетационный период 2020–2021 гг. Полуостров расположен между Онежским и Двинским заливами Белого моря.

Активное развитие нитрофитных сообществ наблюдается в северо-западной части полуострова на побережье Онежского залива от устья малой реки Котова до мыса Орловский (рис. 1). Здесь к осени формируются массовые выбросы водорослей, особенно обильные в вершинах небольших осушаемых в отлив заливах. В составе выбросов преобладают бурые водоросли: *Fucus distichus*, *F. vesiculosus*, *Ascophillum nodosum*, *Laminaria digitata*, *Sacchariza latissima*. На исследованном участке летом ведется заготовка водорослей, что указывает на их значительные запасы в северной части Онежского залива [2]. В составе выбросов также встречались некоторые виды красных водорослей: *Anfeltia plicata*, *Chondrus crispus*, *Palmaria palmata*, *Rhodimonia* и зеленых водорослей: *Ulva prolifera*, *Cladofora rupestris*. Фукусовые водоросли и некоторые и *Ulva prolifera*

активно развиваются на осушках литорали и в соляных ваннах.

Перегнивая водоросли выбросов, способствуют накоплению соединений азота и других минеральных веществ в грунте, что благоприятно сказывается на развитии видов нитрофилов и формировании их сообществ.

Нитрофитные сообщества берега Онежского залива северо-западной части Онежского полуострова разнообразны (табл.1).

На значительном протяжении берегов формируются сообщества с доминированием нитрофилов лебеды прибрежной – *Atriplex litoralis* и лебеды голостебельной – *Atriplex nudicaulis*. Высота яруса лебеды в них достигает почти 1.0 м, покрытие – 10–50%. Сообщества занимают узкие песчаные осушки пляжей в устье реки Котова, у мыса Юхновский Наволок. В губе Мокрая они покрывают косы, где являются первыми в экологическом ряду по направлению от моря к суше. Выбросы водорослей в сообществах *Atriplex litoralis* и *Atriplex nudicaulis* присутствуют постоянно, но в разных количествах.

На песчаных валах у мыса Чесменский в черте штормовых выбросов формируются сообщества из *Sonchus humilis* и *Atriplex nudicaulis* с общим покрытием грунта – 50–60%.

С разным обилием *Sonchus humilis* и представители рода *Atriplex* встречаются по всему побережью Белого моря, в экотопах с накоплением выбросов водорослей.

Сообщества с доминированием *Atriplex* на участках Онежского берега южнее устья р. Котова встречаются заметно реже и формируются вдоль песчаных береговых валов. На побережье Унской губы они отмечены на берегу ее Воронки, где также накапливается много выбросов водорослей.

В устье р. Котова и на косах губы Мокрой развиваются ценозы с доминированием *Artemisia vulgaris*. В их составе обычны злаки *Leymotrigia bergrotii*, *Elytrigia repens*. Сообщества с доминированием злаков обычны по всему побережью Белого моря на северо-западе Онежского полуострова.

По всему побережью от устья р. Котова до мыса Орловский встречаются сообщества с доминированием облигатного галофита подорожника морского – *Plantago maritima*. В отличие от берегов Унской губы [3], юго-востока Онежского залива [4] сообщества *Plantago maritima* на северо-западе Онежского полуострова занимают каменистые косы и бары, глубоко вдающиеся в море, где 2 раза в сутки покрываются приливом. Содоминантами *Plantago maritima* в них всегда выступают гигрофильные галофиты *Glaux maritima* и *Puccinellia capillaris*.



Рисунок. Район исследований на побережье Белого моря на Онежском полуострове. Цифрами на карте обозначены локалитеты: 1 – устье р. Котова, 2 – мыс Чесменский, 3 – устье р. Шидровки, 4 – мыс Юхновский Наволок и губа Мокрая.

Таблица. Нитрофитные сообщества северо-запада Онежского полуострова

Тип сообщества	Доминанты	Субдоминанты	Местоположение	Число описаний	ОПП	Число видов
<i>Atriplex littoralis</i> + <i>Atriplex nudicaulis</i>	<i>Atriplex littoralis</i> , <i>Atriplex nudicaulis</i>	<i>Puccinellia capillaris</i> , <i>Juncus gerardii</i> , <i>Potentilla egedii</i> , <i>Artemisia vulgaris</i> , <i>Sonchus humilis</i> , <i>Elytorgia repens</i> , <i>Alopecurus arundinaceus</i> , <i>Agrostis straminea</i> , <i>Tripleurospermum hookeri</i>	УК, ЮН, Ш, ГМ, ЧМ, УГ	19	20–70	10
<i>Alopecurus arundinaceus</i>	<i>Alopecurus arundinaceus</i>	<i>Atriplex littoralis</i> , <i>Artemisia vulgaris</i> , <i>Rumex aquatilis</i> , <i>Tripleurospermum hookeri</i>	ГМ	1	50	5
<i>Atriplex nudicaulis</i> +	<i>Atriplex nudicaulis</i> , <i>Sonchus humilis</i>	<i>Viola maritima</i>	ЧМ	2	50	3

<i>Sonchus humilis</i>						
<i>Plantago maritima</i>	<i>Plantago maritima</i> , <i>Triglochin maritimum</i>	<i>Eleocharis uniglumis</i> , <i>Juncus gerardii</i> , <i>Atriplex nudicaulis</i>	ЮН, ЧМ, УГ	5	20–40	5
<i>Plantago maritima</i> + <i>Glaux maritima</i>	<i>Plantago maritima</i> <i>Glaux maritima</i>	<i>Triglochin maritimum</i> , <i>Puccinellia capillaris</i> , <i>Sonchus humilis</i> , <i>Tripolium pannonicum</i>	ЮН, ГМ, ЧМ, УГ	6	30–60	6
<i>Artemisia vulgaris</i> + <i>Atriplex littoralis</i>	<i>Artemisia vulgaris</i> , <i>Atriplex littoralis</i>	<i>Elytrigia repens</i> , <i>Leymotrigia</i>	ГМ	1	50	4
<i>Leymotrigia</i>	<i>Leymotrigia</i>	<i>Sonchus humilis</i> , <i>Potentilla egedii</i> , <i>Phragmites australis</i> , <i>Artemisia vulgaris</i> , <i>Alopecurus arundinaceus</i> , <i>Calamagrostis arundinaceus</i> , <i>Lathyrus aleuticus</i> , <i>Leymus arenarius</i> , <i>Rumex aquatilis</i> , <i>Tripleurospermum hookeri</i> , <i>Festuca arenaria</i> , <i>Crepis nigrescens</i>	УК, ГМ	9	30–70	13
<i>Elytrigia repens</i> + <i>Artemisia vulgaris</i>	<i>Elytrigia repens</i> , <i>Artemisia vulgaris</i>	<i>Sonchus humilis</i> , <i>Viola maritima</i>	УК, ЮН, Ш, ГМ	1	50–70	4

Сокращения местоположений: УК – устье р. Котова. ЮН – мыс Юхновский Наволок. Ш – устье р. Шидровка. ГМ – губа Мокрая. УГ – Унская губа. ЧМ – мыс Чесменский.

Большинство исследованных сообществ не богаты по видовому составу, за исключением сообществ песчаных береговых валов с доминированием *Leymotrigia bergrothii*.

Нитрофитные сообщества, играющие значительную роль в формировании растительности побережья Белого моря на Онежском полуострове, могут служить индикаторами накопления соединений азота в почве. В их формировании наибольшее значение имеют выбросы водорослей, которые массово накапливаются в полосе волноприбойного воздействия зоны супралиторали и на верхней литорали.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стародубцева А.А., Степанян Л.С., Успенская А.В., Марковская Е.Ф. Штормовые выбросы на западном побережье Белого моря и их использование // Карелия глазами ученых: основные результаты

экспедиционной деятельности – 2019. Материалы республиканской с международным участием научной конференции. Петрозаводск, 2020. С. 82,91.

2. Амелькина А.С., Бакай Ю.И., Баканев С.В., Балякин Г.Г., Безбородов А.С., Бензик А.Н., Березина М.О., Блинова Д.Ю., Булатова И.В., Власов Д.О., Гончаров Ю.В., Греков А.А., Губанищев М.А., Долгов А.В., Забавников В.Б., Зайцева К.А., Захаров Д.В., Ившин В.А., Калашников Ю.Н., Канищев А.А. и др. Состояние сырьевых биологических ресурсов Баренцева, Белого и Карского морей и Северной Атлантики в 2022 г. Мурманск. 2022.

3. Брагин А.В., Мосеев Д.С., Махнович Н.М., Покровская И.В., Футоран П.А., Козыкин А.В., Черенкова Н.Н., Баянов Н.Г. Экспедиция на Онежский полуостров «Белое море – ворота в Арктику. Загадки пернатых мигрантов» // Труды Архангельского центра Русского географического общества. 2021. С. 333–341.

4. Мосеев Д.С. Пространственная структура растительных сообществ побережья юго-востока Онежского залива на примере эстуария реки Кянда // Труды Архангельского центра Русского географического общества. 2016. Вып. 4. С. 302–309.

Specific colonies of seaside plants of nitrophyte origin develop in areas of the White Sea coast, which are rich in macrophyte algae emissions. They are: *Atriplex littoralis*, *A. praecox*, *A. nudicaulis*, *Sonchus humilis*, *Artemisia vulgaris*, white living on soils enriched with nitrogen compounds. Such colonies are indicators of increased nitrogen content in the soil.

**Саввичев А.С.<sup>1</sup>, Демиденко Н.А.<sup>2</sup>, Беленкова В.В.<sup>1</sup>,  
Кадников В.В.<sup>1</sup>, Русанов И.И.<sup>1</sup>, Горленко В.М.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского ФИЦ Биотехнологии РАН, г. Москва, e-mail: [Savvichev@mail.ru](mailto:Savvichev@mail.ru); <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Микробные сообщества и микробные процессы водной  
толщи губы Канда – водоема, искусственно отделенного от  
Кандалакшского залива Белого моря**

**Savvichev A.S.<sup>1</sup>, Demidenko N.A.<sup>2</sup>, Belenkova V.V.<sup>1</sup>,  
Kadnikov V.V.<sup>1</sup>, Rusanov I.I.<sup>1</sup>, Gorlenko V.M.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Winogradsky Institute of Microbiology Research Centre of Biotechnology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Microbial communities and microbial processes in the water  
column of Kanda Bay, a water reservoir artificially separated  
from the Kandalaksha Bay of the White Sea**

Ключевые слова: микробные сообщества, микробные процессы, губа Канда, меромиктические водоемы, водообмен. сероводородное заражение

Залив (губа) Канда относится к водоемам, образовавшимся в результате изоляции морской лагуны от основного морского бассейна. Сокращение водообмена привело к сероводородному заражению придонных вод. Проведены исследования состава микробного сообщества придонного водного слоя залива Канда. Выявлены индикаторные виды микроорганизмов, указывающие на сероводородное заражение. При негативном развитии событий можно дать прогноз превращения залива Канда в стратифицированный водоем с аноксичным придонным водным слоем и сообществом микроорганизмов, характерным для меромиктических водоемов.

Освоение морского побережья вследствие строительства насыпей, дамб, плотин, приливных электростанций и т.д. неизбежно приводит к изоляции заливов. Залив Канда – это изолированный водоем, т.к. с 1916 г. его акватория была отделена от Кандалакшского залива фильтрационной дамбой, возведенной при строительстве железной дороги. Состав микробных сообществ водной толщи и донных осадков, связанных с морем водоемов зависит от гидрологического режима этих водоемов. Сокращение водообмена приводит к исчерпанию кислорода и появлению аноксичных зон, в которых значительно меняется состав микробных сообществ. Известно, что микробное сообщество аноксичных вод коренным образом отличается от микробного сообщества кислородсодержащей водной толщи [1]. Целью настоящего исследования было получение данных о гидрохимическом состоянии, составе микробных сообществ придонной воды, интенсивности микробных процессов в разных акваториях залива Канда и сравнению состава сообществ с микробными сообществами

открытой части Белого моря. Практическая значимость исследования связана с необходимостью прогноза негативных последствий сероводородного заражения в морских акваториях, появившихся в результате их изоляции [2–4].

Образцы придонной воды были отобраны в акваториях со сходной глубиной (7–17 м). Температура поверхностного слоя воды была около 0°C. Температура придонной воды варьировала от 1.0°C в открытой части залива до 4.8°C в пресном плесе. Соленость воды различалась от 0.3‰ в пресном плесе до обычной «беломорской» воды Кандалакшского залива (24.0‰). Во время подледной съемки активность фотосинтеза регистрировали только в подледном водном слое (до 1.5 мкмоль С л<sup>-1</sup> сут<sup>-1</sup>). Содержание метана значительно варьировало в разных акваториях залива (от 0.1 до 800 мкмоль СН<sub>4</sub> л<sup>-1</sup>). Активность автотрофного метаногенеза в придонной воде на «морской» и «проточной» станциях была низкой. Активность сульфатредукции была минимальной. В придонной воде залива Канда методом высокопроизводительного секвенирования фрагмента гена 16S рРНК был исследован таксономический состав микроорганизмов. Археи составили от 22.7 до 34.5% от всех 16S rRNA сиквенсов. Они были представлены 9 филумами. Бактерии были представлены 21 филумом, 10 наиболее индикаторных филумов представлены на рисунке.

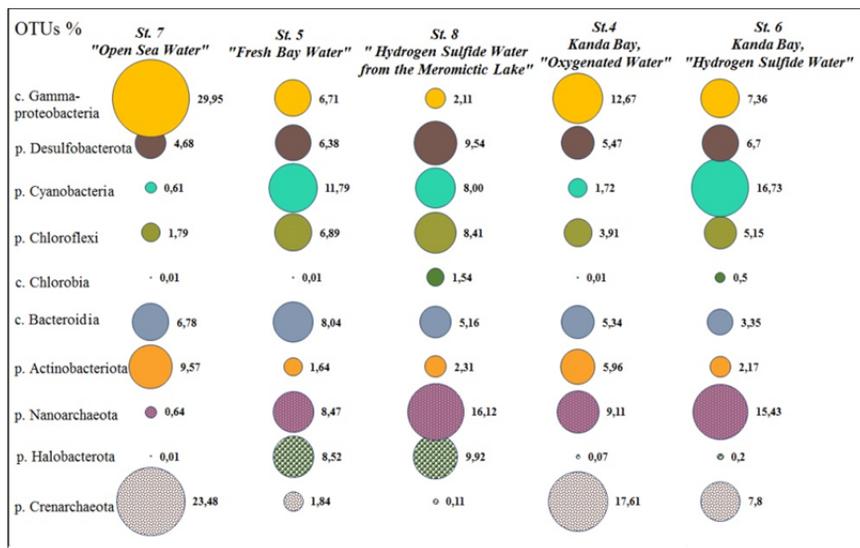


Рисунок. Доля основных таксономических групп архей и бактерий в составе микробного сообщества в пяти образцах придонной воды залива Канда и прилегающих акваториях Кандалакшского залива.

Микробные сообщества придонной воды исследуемых водоемов, как это

и следовало из физико-химических условий среды обитания. значительно отличались друг от друга (рисунок). В насыщенной кислородом и предельно охлажденной морской воде в сообществе архей доминировали некультивируемые археи рода *Nitrosopumilus* (филум Crenarchaeota). Археи рода *Nitrosopumilus* – облигатные аэробы. способные к окислению аммония. содержащегося в морской воде в предельно низких концентрациях. Представители этого рода распространены как в поверхностной части донных отложений в морях всех регионов мира. В пресных и сероводородсодержащих водах археи *Nitrosopumilus* были представлены в минимальных долях. В пресных и сероводородсодержащих водах встречены археи из родов *Methanoregula* и *Methanosaeta* (филум Halobacterota). Археи рода *Methanosaeta* являются умеренно галотолерантными. широко распространены в морских водоемах. В лишенной кислорода воде пресного залива найдены некультивируемые археи рода *Woesearchaealis*. Наличие бактерий класса *Chlorobia* (зеленые серные бактерии) четко и надежно указывают на наличие процессов аноксигенного фотосинтеза, протекающих с потребления сероводорода. В летнее время аноксигенные фототрофные бактерии населяют зону хемоклина водной толщи стратифицированных водоемов и осуществляют активный фотосинтез. В зимний сезон в покрытых льдом водоемах при отсутствии света в слое хемоклина *Chlorobia* оседают на поверхность осадка. Бактерии рода *Chloroflexi* найдены в составе микробных сообществ водных образцов с дефицитом кислорода. Примечательно, что найдены *Chloroflexi* рода *Chloronema*. Это крупные, нитчатые зеленые серные бактерии с газовыми вакуолями, осуществляющие аноксигенный фотосинтез и ведущие, как правило, бентосный образ жизни. Эти хорошо морфологически различимые бактерии могут служить хорошим маркером микробных сообществ с развитым циклом серы. Цианобактерии обитают в фотической зоне пресных и морских водоемов, где существуют за счет оксигенного фотосинтеза. Придонный слой водоемов (если до него не доходит свет) является исключительно местом накопления цианобактерий. Обилие цианобактерий является показателем продуктивности фотической зоны водоемов. «Морская» станция по показателю обилия цианобактерий оказалась явно олиготрофной. а «пресная» и «сероводородная» – евтрофными. Сульфатредуцирующие бактерии филума *Desulfobacterota* найдены во всех образцах, включая придонную воду пресного залива. Большинство представителей филума *Desulfobacterota* в образцах относились к классам *Desulfobacteria* и *Desulfobulbia*.

Проведенные исследования показали, что по всем параметрам придонная вода акватории залива Канда является смесью пресных и морских вод. Объективным показателем является изменение показателей интенсивности микробных процессов. В придонной воде залива Канда интенсивность ассимиляции CO<sub>2</sub>. сульфатредукции. метаногенеза и

метаноокисления заметно выше, чем в открытом море. Все изменения гидрохимического и биогеохимического состояния придонных вод залива Канда указывают на приобретение новых качеств, присущих стратифицированным водоемам с аноксией придонным слоем. Водоемы такого типа известны на побережье Белого моря (marine-derived lakes) [5, 6].

Среди богатого микробного сообщества придонных вод прибрежных морских водоемов можно выделить микроорганизмы, являющиеся индикаторами изменений, приводящих к возникновению аноксических зон. Это археи из родов *Methanoregula* и *Methanosaeta* (филум Halobacterota). Археи рода *Nitrosopumilus* (филум Crenarchaeota) также могут считаться индикаторными (точнее анти-индикаторными) микроорганизмами, поскольку они обнаруживаются только в богатых кислородом водах открытого моря. Прекрасными индикаторами застойных морских вод оказались микроорганизмы участники цикла серы. В водах залива Канда их было мало, но их индикаторный потенциал очевиден, поскольку в воде открытого моря эти микроорганизмы отсутствовали. Это аноксигенные фототрофные бактерии класса *Chlorobia* (соленоводные *Chlorobium phaeovibrioides*, пресноводные *Pelodictyon phaeoclathratiforme*). Это Chloroflexi рода *Chloronema*, также существующие за счет аноксигенного фотосинтеза. В группу индикаторных таксонов бактерий, окисляющих восстановленные соединения серы, попали нитчатые бесцветные серные бактерии семейства Beggiatoaceae, а также тионовые бактерии рода *Thiobacillus*. Вероятно, что наиболее эффективными анти-индикаторами оказались бактерии рода *Woeseia*.

Результаты проведенных исследований позволяют предположить, что при устойчивом обмене вод через морскую дамбу, состав микробного сообщества придонных вод залива Канда не будет существенно меняться. При негативном развитии событий прогноз превращения залива Канда в стратифицированный водоем с устойчиво аноксическим придонным слоем и сообществом микроорганизмов, сходным с меромиктическими водоемами оз. Могильное, оз. Трехцветное, оз. Б. Хрусломены [7–9].

Авторы выражают искреннюю благодарность Е.Д. Красновой, В.П. Шевченко, О.В. Калмацкой, А.Н. Харчевой, Н.М. Кокрятской, Г.Н. Лосюк, Д.А. Воронову, М.А. Летаровой, помогавших в разные годы и сезоны в проведении полевых исследований губы Канда. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант 23-24-00208), а также в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Overmann J. Mahoney Lake: a case study сообщаемого с морем of the ecological significance of phototrophic sulphur bacteria // Adv. Microb. Ecol. 1997. V. 15. P. 251–288.

2. Velinsky D.J., Fogel M.L. Cycling of dissolved and particulate nitrogen and carbon in the Framvaren Fjord, Norway: Stable isotopic variations // *Mar. Chem.* 1999. V. 67. P. 161–180.
3. Savvichev A.S., Demidenko N.A., Krasnova E.D., Kalmatskaya O.V., Kharcheva A.N., Ivanov M.V. Microbial processes in the Kanda bay, a meromictic water body artificially separated from the White Sea // *Doklady Biological Sciences.* 2017. V. 474. P. 135–139. <https://doi.org/10.1134/S0012496617030103>
4. Losyuk G., Kokryatskaya N., Krasnova E. Formation of hydrogen sulfide in isolated basins at the Karelian of the White Sea coast // *EARSeL eProc.* 2015. V. 14. P. 49–54. <https://doi.org/10.12760/02–2015–1–07>
5. Krasnova E.D. Ecology of Meromictic Lakes of Russia. Coastal Marine Waterbodies. // *Water Resour.* 2021. V. 48. P. 427–438. <https://doi.org/10.1134/S009780782103009X>
6. Krasnova E.D., Kharcheva A.V., Milyutina I.A., Voronov D.A., Patsaeva S.V. Study of microbial communities in redox zone of meromictic lakes isolated from the White Sea using spectral and molecular methods // *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom.* 2015. P. 1–12. <https://doi.org/10.1017/S0025315415000582>
7. Иванов М.В., Русанов И.И., Пименов Н.В., Байрамов И.Т., Юсупов С.К., Саввичев А.С., Леин А.Ю., Сапожников В.В. Микробные процессы цикла углерода и серы в озере Могильном // *Микробиология.* 2001. Т. 70. № 5. С. 675–686.
8. Lunina O.N., Gorlenko V.M., Solov'eva O.A., Akimov V.N., Rusanov I.I., Pimenov N.V. Seasonal Changes in the Structure of the Anoxygenic Phototrophic Bacterial Community in Lake Mogilnoe, a Relict Lake on Kil'din Island in the Barents Sea // *Microbiology.* 2005. V. 74 (5). P. 588–596. <https://doi.org/10.1007/s11021–005–0107–7>
9. Savvichev A.S., Babenko V.V., Lunina O.N., Letarova M.A., Veslopolova E.F., Demidenko N.A., Kokryatskaya N.M., Krasnova E.D., Gaisin V.A., Kostryukova E.S., Gorlenko V.M., Letarov A.V. Sharp water column stratification with an extremely dense microbial population in a small meromictic lake. *Trekhtzvetnoe* // *Environ. Microbiol.* 2018. V. 20. P. 3784–3797. <https://doi.org/10.1111/1462–2920.14384>

Kanda Bay is a water reservoir formed as a result of the isolation of a sea lagoon from the main sea basin. Reduced water exchange led to hydrogen sulfide contamination of bottom waters. Studies have been carried out on the composition of the microbial community in the bottom water layer of Kanda Bay. Indicative species of microorganisms indicating hydrogen sulfide contamination have been identified. In case of negative developments, it is possible to predict the transformation of Kanda Bay into a stratified reservoir with an anoxic bottom water layer and a community of microorganisms characteristic of meromictic reservoirs.

**Толстикова А.В.<sup>1</sup>, Белевич Т.А.<sup>2</sup>, Галахина Н.Е.<sup>1</sup>,  
Здоровеннов Р.Э.<sup>1</sup>, Зимин А.В.<sup>1,3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: alexeytolstikov@mail.ru; <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва; <sup>3</sup>Институт океанологии РАН, г. Москва)

**Результаты исследований зимнего режима устьевой области р. Кемь в 2021–2023 гг.**

**Tolstikov A.V.<sup>1</sup>, Belevich T.A.<sup>2</sup>, Galakhina N.E.<sup>1</sup>,  
Zdorovennov R.E.<sup>1</sup>, Zimin A.V.<sup>1,3</sup>**

(<sup>1</sup>Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS, Petrozavodsk; e-mail: alexeytolstikov@mail.ru; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow; <sup>3</sup>Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**The results of studies of the winter regime of the mouth area of river Kem' in 2021–2023**

Ключевые слова: Белое море, устьевая область, река Кемь, криофлора, биогенные элементы

В ледяном покрове и подледной воде устьевой области р. Кемь изучалось содержание биогенных элементов, хлорофилла «а» и видовой состав криофлоры в экспедициях в марте 2021, 2022 и 2023 гг. Пробы обрабатывались стандартными методами в лабораториях ИВПС КарНЦ РАН. ИО РАН и МГУ.

Устьевая область реки Кемь располагается на Карельском берегу Белого моря (рисунок). Средний годовой сток р. Кемь по разным оценкам варьирует от 8.37 км<sup>3</sup> [1] до 8.82 км<sup>3</sup> [2], основная его часть, несмотря на зарегулированность (на реке имеется каскад из пяти ГЭС), приходится на весну и начало лета. Глубина в вершине устьевой области составляет 0.5–1 м и увеличивается по направлению к морю, достигая в проливе Кемская Салма 9–14 м. На рисунке показаны все станции многолетних наблюдений, регулярно выполняемых в летний период [3], в экспедициях 2021–2023 гг. отбор проб проводился в марте только на станциях К-3 и К-7.

Гидрофизические работы включали в себя постановку многочасовых автономных буйковых станций для регистрации температуры и солености зондами Sea and Sun 90M. Sea and Sun 48, двумя CastAway на ст. К-3 и ст. К-7 в подледном и придонном горизонтах. С помощью PAR датчиков на ст. К-3 исследовалась падающая и проникающая под лед фотосинтетически активная радиация. Отбор проб льда и подледной воды на химический анализ, определения состава и обилия криофлоры выполнен с использованием шнекового бура и ледовой пилы на станциях К-3 и К-7. Каждый образец льда был разделен на три части – верхние 10 см, нижние 10 см и средняя часть. Содержание биогенных элементов в талой и подледной воде, а также нефтепродуктов (только в подледной воде) анализировали

стандартными методами [4] в лаборатории гидрохимии и гидрогеологии ИВПС КарНЦ РАН.

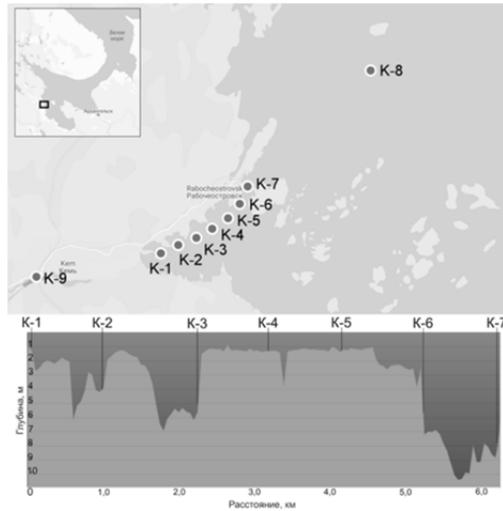


Рисунок. Схема расположения станций

Для определения концентрации хлорофилла «а» (ХЛ) и количества пигментов в пробах талой и подледной воды применяли методики [5–6]. Оценка численности и биомассы криофлоры и фитопланктона, определение объема клеток и клеточного содержания углерода проведены по методикам [7–9].

С учетом пределов варьирования солености вод поверхностного слоя станции К-3 и К-7 располагались в градиентной зоне устьевой области, где происходит смешивание пресных и морских вод. Градиентная зона характеризовалась выраженным изменением солености в пространстве (по направлению от речного устья к морю и по вертикали) и времени (в ходе приливного цикла). Соленость в поверхностном слое на станциях К-3 и К-7 варьировала от 0.1 до 21.2 psu и от 4.5 до 25.9 psu соответственно. Толщина ледяного покрова существенно изменялась по годам: на К-3 – 35, 62, 48 см; на К-7 – 55, 59, 50 см соответственно в марте 2021, 2022 и 2023 гг.

В 2021–2023 гг. содержание большинства биогенных элементов в подледной воде на обеих исследованных станциях было близким, за исключением более высокой концентрации  $N_{\text{орг}}$  (в среднем  $1.04 \pm 0.38$  мг/л) и соответственно  $N_{\text{общ}}$  (в среднем  $1.13 \pm 0.38$  мг/л) на ст. К-7 по сравнению со ст. К-3 ( $N_{\text{орг}} - 0.65 \pm 0.46$  мг/л,  $N_{\text{общ}} - 0.75 \pm 0.44$  мг/л). В большинстве проб воды доминировали органические формы фосфора и азота. В 2022 г. было отмечено преобладание  $P_{\text{мин}}$  в придонном слое на обеих станциях в фазу прилива (до 83% от  $P_{\text{общ}}$ ), минеральных форм азота – на ст. К-3 в придонном слое в фазу отлива. Концентрация нефтепродуктов в подледной воде на

обеих станциях изменялась в пределах от 0.07 до 0.11 мг/л, превышая ПДК (0.05 мг/л).

Талая вода имела признаки загрязнения, содержание некоторых компонентов в ней было выше, чем в подледной воде. Среди них аммонийный (до 0.16 мгN/л) и нитритный азот (до 0.007 мгN/л). За счет чего в большинстве случаев минеральные формы азота преобладали над органическими, что также указывает на антропогенное влияние. В 2021 г. на ст. К-3 наблюдалось высокое содержание  $P_{\text{мин}}$  (22 мкг/л) и  $P_{\text{орг}}$  (77 мкг/л), в марте 2022 и 2023 гг. оно было существенно ниже и не превышало 3 мкг/л и 23 мкг/л соответственно. В подледной воде обеих станций достоверно увеличивается содержание нитратов, во льду на ст. К-7 – концентрация  $P_{\text{орг}}$  и аммонийного азота снижается. тогда как органических форм азота – возрастает ( $p < 0.05$ ).

В результате анализа альгологического сообщества сезонных льдов и подледной воды эстуария р. Кемь выявлены 122 таксона водорослей видового и надвидового ранга. В составе преобладали диатомовые водоросли (*Bacillariophyta*, 65 таксонов), далее следовали динофлагелляты (*Dinophyceae*, 16 таксонов), зеленые водоросли (*Chlorophyta*, 16 таксонов) и цианопрокариоты (*Cyanophyta*, 12 таксонов). Остальные отделы и классы были представлены 1–4 таксонами (криптофитовые, золотистые, эвгленовые, хоанофлагелляты). В пробах присутствовали неидентифицированные коккоидные и жгутиковые формы, которые при подсчете делили на несколько размерных классов.

Во льду вклад отдельных таксономических групп водорослей в суммарное число идентифицированных таксонов в разные годы составил: диатомовые водоросли – 25–76%, зеленые – 0–25%, динофлагелляты – 0–18%, цианобактерии – 0–26%. В подледной воде этот параметр для диатомовых водорослей варьировал от 38 до 65%, для зеленых – от 0 до 24%, для динофлагеллят – от 0 до 13%, для цианобактерий – от 6 до 21%. Цианобактерии были представлены только пресноводными формами, зеленые водоросли – преимущественно пресноводными, динофлагелляты – преимущественно морскими, диатомовые водоросли – пресноводными, морскими и эвригалинными формами. Как пресноводные, так и морские виды встречались и во льду, и в подледной воде. Из пресноводных видов наиболее часто встречались зеленая водоросль *Monoraphidium contortum* и *M. komarkovae*. диатомовая водоросль *Aulacoseira cf. islandica*. Из морских видов наиболее часто отмечались диатомеи *Nitzschia frigida* и *Ulnaria ulna*.

В 2021 г. на станции К-3 в верхней и средней частях льда, а также на станции К-7 в средней части льда по биомассе доминировали диатомовые водоросли *Aulacoseira cf. islandica*. *N. frigida*. споры *Chaetoceros* spp. В нижних частях обоих кернов и подледной воде обеих станций, как в полную, так и в малую воду по биомассе преобладали неидентифицированные флагелляты размерных фракций 3–5, 10–20 и 20–50

м, их вклад в суммарную биомассу варьировал от 45 до 86%.

В 2022 г. на обеих станциях в верхних частях льда преобладали неидентифицированные жгутиковые водоросли размером 5–15 м. их относительный вклад в суммарную биомассу варьировал от 26% (К-7) до 38% (К-3). В средних и нижних частях кернов по биомассе доминировали диатомеи *N. frigida*, *Aulacoseira cf islandica*, *Flagillariopsis cylindrus* и *Navicula* sp1 transitans. В подледной воде ст. К-7 независимо от приливного цикла, также как и нижней части льда, доминировали пеннатные диатомовые водоросли. В подледной воде ст. К-3 в малую воду преобладали мелкие жгутиковые формы.

В 2023 г. во всех частях льда ст. К-3 и К-7 диатомовые водоросли вносили основной вклад в биомассу криофлоры, давая от 42 до 98%. Пеннатные диатомеи *Cylindrotheca closterium*, *Enthomoneis* sp *N. transitans*, *Navicula granii*, *Navicula septentrionales* и *N. frigida* доминировали в составе сообществ. В полную воду в подледной воде обеих станций преобладали мелкие жгутиковые формы, а в малую воду – диатомовые водоросли.

Таким образом, как и в других эстуариях умеренной и арктической зон, основными представителями криофлоры весенних сезонных льдов и фитопланктона Белого моря являются диатомовые водоросли и мелкие жгутиковые формы. Межгодовая изменчивость обусловлена различием вклада этих двух групп в состав сообществ водорослей льда и подледной воды исследуемого района.

Соленость в поверхностном слое на станциях К-3 и К-7 варьировала от 0.1 до 21.2 psu и от 4.5 до 25.9 psu соответственно. Толщина ледяного покрова существенно изменялась по годам: на К-3 – 35, 62, 48 см; на К-7 – 55, 59, 50 см соответственно в марте 2021, 2022 и 2023 гг.

В 2021–2023 гг. содержание большинства биогенных элементов в подледной воде на обеих исследованных станциях было близким. Талая вода имела признаки загрязнения, содержание некоторых компонентов в ней было выше, чем в подледной воде.

Средние значения концентрации хлорофилла «а» по данным 2022 и 2023 гг. были выше во льду ст. К-7, чем на ст. К-3, что соответствует данным, полученным по биомассе водорослей. В подледной воде на обеих станциях во все исследованные года содержание хлорофилла «а» в прилив было выше или соответствовало таковому в малую воду.

Средние значения биомассы водорослей во льду на ст К-3 и К-7 во все исследованные годы достоверно различались ( $p < 0.05$ ). На ст. К-7 она была выше в 3–10 раз, чем на ст. К-3. Максимальные значения биомассы выявлены в верхнем 10-ти сантиметровом слое льда на обеих станциях. Исключение составила ст. К-3 в 2022 г., где наибольшая биомасса была приурочена к среднему слою льда.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №

22-27-20014, проводимого совместно с органами власти Республики Карелия с финансированием из Фонда венчурных инвестиций Республики Карелия (ФВИ РК).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каталог озер и рек Карелии / Под ред. Филатова Н.Н. и Литвиненко А.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. 290 с.
2. Ivanov V.V., Brizgalo V.A. White Sea watershed hydrology and anthropogenic impact // White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influences by Global Change / Eds. Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen O.M. et al. Berlin: Springer, 2005. P. 15–52.
3. Толстикова А.В., Галахина Н.Е., Здоровеннов Р.Э. Гидрофизические и гидрохимические исследования в эстуарии реки Кемь в сентябре 2019 г // Труды КарНЦ РАН. Серия "Лимнология и океанология". 2020. № 4. С. 21–31. DOI: 10.17076/lim1190.
4. Аналитические, кинетические и расчетные методы в гидрохимической практике / Под ред. П.А. Лозовика, Н.А. Ефременко. СПб.: Нестор-История, 2017. 272 с.
5. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. in vitro determination of chlorophyll "a" and pheophytin "a" in marine and freshwater algae by fluorescence // Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency. 1997. 22 p.
6. Strickland J.D.H., Parsons T.R. A Practical Handbook of Seawater Analysis // Bulletin of Fisheries Research Board of Canada. 1968. V. 167. P. 1–311.
7. Суханова И.Н. Концентрирование фитопланктона в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 97–105.
8. Hillebrand H., Dürselen C.-D., Kirschtel D. et al. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // J. Phycol. 1999. V. 5. P. 403–424.
9. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569–579. DOI: 10.4319/lo.2000.45.3.0569.

In the ice cover and under-ice water of the mouth area of the river Kem' studied the content of nutrients, chlorophyll-a and the species composition of cryoflora during the expeditions of 2021, 2022 and 2023. In each year, all field work was carried out in March. The samples were processed by standard methods in the laboratories of the NWPI KarRC RAS, IO RAS, and Moscow State University.

*Научное издание*  
*Сборник*

ISBN 978-5-6051054-0-4

DOI: 10.29006/978-5-6051054-0-4-2023

**Геология морей и океанов**  
**Материалы XXV Международной научной конференции**  
**(Школы) по морской геологии.**

**Том I.**

**Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,**  
**2023. – 282 с.**

ISBN 978-5-6051054-0-4



9 785605 105404 >

ISBN 978-5-6051054-0-4