



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

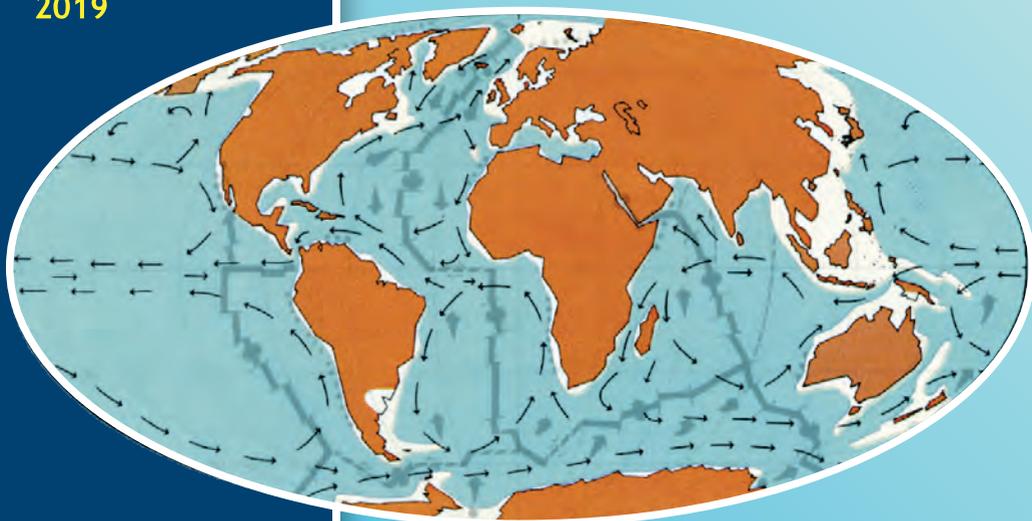


Материалы
XXIII
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том II

Москва
2019



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**
Материалы XXIII Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии

Москва, 18–22 ноября 2019 г.

Том II

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**
Proceedings of XXIII International Conference on Marine
Geology

Moscow, November 18–22, 2019

Volume II

Москва / Moscow
ИО РАН / IO RAS
2019

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

DOI:10.29006/978-5-9901449-6-5.ICMG-2019-2

Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ИО РАН, 2019. – 320 с. DOI:10.29006/978-5-9901449-6-5.ICMG-2019-2.

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

В томе II рассмотрены проблемы изучения полярных регионов, гидротерм, руд, полезных ископаемых океанов и морей.

Материалы опубликованы при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 19-05-20102.

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

Редакторы к.г.-м.н. Н.В. Политова, к.г.-м.н. В.П. Шевченко

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXIII International Conference on Marine Geology. Vol. II. – Moscow: IO RAS, 2019. – 320 pp., doi:10.29006/978-5-9901449-6-5.ICMG-2019-2.

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

Volume II includes reports devoted to the problems of research of polar regions, hydrotherms, ores, mineral resources in the seas and oceans.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

Editors Dr. N.V. Politova, Dr. V.P. Shevchenko

ISBN 978-5-9901449-6-5

ББК 26.221

© ИО РАН 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Морская геология Арктики и Антарктики, результаты российско-германских исследований

- Алаторцев А.В., Астахов А.С., Колесник А.Н.*
Литологогеохимические признаки ледового/айсбергового
перемешивания в голоценовых отложениях Восточно-
Сибирского моря 17
- Алексеева Т.Н., Политова Н.В., Козина Н.В.* Фракционный
состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря 22
- Артемьев В.А., Реджепова З.Ю.* Результаты сопоставления
данных по концентрации взвешенного вещества и показателю
ослабления света в экстремально мутных водах Арктических
морей России 27
- Бадюков Д.Д.* Структурно-функциональные особенности
прибрежных геосистем Новой Земли 31
- Бочкарев А.В., Матвеева Т.В., Гусев Е.А., Гладыш В.А.*
Геотермические измерения в море Лаптевых в ходе рейса
НИС «Иван Петров» в 2018 году 37
- Волков В.Г., Гуленко Т.А., Лопаников Е.А., Астахов А.С.*
Использование коре-сканера на основе мобильного
рентгенофлюоресцентного анализатора для экспресс анализа
химического состава влажных осадков в экспедиционных и
лабораторных условиях 40
- Гершелис Е.В., Рубан А.С., Дударев О.В., Семилетов И.П.*
Некоторые особенности седиментации и распределения
органического вещества в донных осадках моря Лаптевых и
Восточно-Сибирского моря 44
- Гусев Е.А., Крылов А.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю.,
Яржембовский Я.Д., Бочкарев А.В., Новихина Е.С., Литвиненко
И.В., Семенов П.Б., Сухоплюева А.С., Малышев С.А.,
Крылов А.В., Казарезов Д.А., Шпильхаген Р.* Скорости
голоценовой седиментации во внешней части шельфа морей
Лаптевых и Карского 49

<i>Доманов М.М., Хусид Т.А., Гагарин В.И., Буханов М.В.</i> О связи особенности распределения бентосных фораминифер с физико-химическими свойствами донных осадков в северной части моря Лаптевых	53
<i>Захаров В.Г.</i> Особенности динамики морских льдов Северного Ледовитого океана и Сибирских арктических вод в зависимости от изменений стратосферного аэрозоля (XIX-начало XXI вв.)	55
<i>Козина Н.В., Тихонова А.В., Насыров А.Х., Булохов А.В.</i> Геологические исследования и первые результаты литолого-геохимических и микропалеонтологических работ в Северной Атлантике и Баренцевом море в 71-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2018 г.)	60
<i>Колесник О.Н., Колесник А.Н., Саттарова В.В., Ши Сюефа, Астахов А.С.</i> Редкоземельные элементы в железомарганцевых отложениях Чукотского и Восточно-Сибирского морей	65
<i>Кособокова К.Н.</i> Глубоководные планктонные сообщества Арктического бассейна: видовой состав, трофическая структура и вклад в потоки углерода на дно	70
<i>Крылов А.А., Рыбалко А.Е., Гусев Е.А., Усенков С.М.</i> Проблемы построения литологических карт дна акватории и пути их решения	75
<i>Левитан М.А.</i> Плейстоценовые осадки Тихого океана	80
<i>Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Шевченко В.П.</i> Современные донные осадки Баренцева моря: изотопный состав Nd, Pb и Sr	85
<i>Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д.</i> Современные донные осадки Баренцева моря: к анализу распределения ряда редких и редкоземельных элементов	90
<i>Михайлов Д.А., Князева О.В., Majewski V., Корсун С.А.</i> Бентосные фораминиферы ледниковых фьордов умеренного пояса Южного полушария	95
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г.</i> Разрушение горных пород в береговой зоне	98
<i>Найдина О.Д., Баух Х.А.</i> Палинологическое обоснование голоценовых отложений моря Лаптевых и изменение условий в Арктике	103

<i>Немировская И.А.</i> Особенности распределения и состав углеводов в устьевых областях арктических рек	106
<i>Немировская И.А., Козина Н.В., Халиков И.С., Титова А.М.</i> Органические соединения в системе аэрозоли-снег-поверхностные воды-почвы-мхи-лишайники (Антарктика, 64 РАЭ)	111
<i>Новигатский А.Н., Лисицын А.П.</i> Сравнительная характеристика осадочного вещества в снежно-ледовом покрове околополюсного района Арктики и припайном льду Антарктики	116
<i>Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В.</i> Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в Евразийской Арктике	121
<i>Обрезкова М.С., Колесник А.Н., Цой И.Б., Коляда А.Е.</i> Q-кластерная типизация поверхностных осадков морей Восточной Арктики на основе изучения диатомовых водорослей	126
<i>Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Лукьянова С.А.</i> Антропогенные берега Российской Арктики	129
<i>Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Баранская А.В., Аляутдинов А.Р.</i> Жизнь берегов Северной Земли (предварительные итоги экспедиции «Открытый океан: архипелаги Арктики-2019»)	134
<i>Рубан А.С., Дударев О.В., Рудмин М.А., Гершелис Е.В., Мазуров А.К.</i> Особенности распределения редкоземельных элементов в современных донных осадках губы Буор-Хая (юго-восточная часть моря Лаптевых)	139
<i>Рыбалко А.Е., Щербаков В.А., Захаров Д.С., Локтев А.С., Иванова В.В., Алексеев А.Ю., Исаева О.В.</i> Первая сводная инженерно-геологическая карта шельфа Арктических морей России	144
<i>Савин В.А., Киреев А.А., Буценко В.В., Поселов В.А.</i> Увязка результатов бурения на юго-западном побережье моря Лаптевых и на хребте Ломоносова по данным сейсморазведки МОВ ОГТ	149
<i>Семенов П.Б., Малышев С.А., Шатрова Е.В., Ванштейн Б.Г.</i> Особенности молекулярного и изотопного состава n-алканов и изопреноидов в донных осадках прибрежной акватории о-ва Комсомолец (Карское море)	154

<i>Старцева К.Ф., Никишин А.М.</i> Эпизоды тектонических деформаций в истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей	158
<i>Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Шпильхаген Р.Ф., Кассенс Х., Баух Х.А., Штайн Р., Аверкина Н.О., Русаков В.Ю.</i> История изменений природной среды западной части моря Лаптевых (пролив Вилькицкого) в послеледниковье и голоцене	163
<i>Хомутов А.В., Бабкина Е.А., Белова Н.Г., Дворников Ю.А., Лейбман М.О., Нестерова Н.Б., Хайруллин Р.Р.</i> Термоденудационные процессы на побережье Югорского полуострова	168
<i>Элькина Д.В., Пискарев А.Л.</i> Новые данные палеомагнитных исследований морских донных осадков района центральной Арктики	173
<i>Бубенищикова Н., Шенфельд И., Нюрнберг Д.</i> Изменения условий на северном континентальном склоне Охотского моря в течение Последнего межледниковья	175
<i>Бубенищикова Н., Пономарева В., Портнягин М., Нюрнберг Д., Лембке-Эйне Л., Тидеманн Р.</i> Тефра в четвертичных осадках подводных гор Миннетонка и Джимму (Северная Пацифика): новые данные из колонок рейса SO264 “Sonne Emperor”	180
<i>Попова Е.А., Штайн Р., Крылов А.А.</i> Реконструкция позднечетвертичных палеотечений в районе южной части хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) и их значение для восстановления палеообстановок	185
<i>Соколов С.Ю., Гейсслер В.Х., Абрамова А.С.</i> Плоские пятна в котловине Нансена, связанные с ультрамедленным спредингом и серпентинизацией	190
<i>Thiede J.</i> On the Cooperation of Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch in Paleoclimate Research and the Revival of the Milankovitch Hypothesis	195

Гидротермы и руды на дне океанов и морей

<i>Бич А.С., Петров А.Ю., Максимов Ф.Е.</i> Изучение металлоносных осадков для реконструкции процессов гидротермального рудообразования (на примере рудного узла Победа)	201
--	-----

- Вишневская И.А., Михайлик П.Е., Иванова Ю.М., Червяковская М.В.* Изотопный состав Nd железомарганцевых образований Охотского моря и Курильской островной дуги 204
- Габлина И.Ф., Попова Е.А., Хусид Т.А., Дмитренко О.Б., Дара О.М., Добрецова И.Г.* Влияние гидротермальных флюидов диффузного типа на карбонатные биогенные осадки Центральной Атлантики 207
- Григорьева Ж.В., Добрецова И.Г., Кузнецов А.И.* Комплексная интерпретация поисковых критериев и признаков сульфидного оруденения с применением ГИС-технологий 212
- Колесник О.Н., Съедин В.Т., Колесник А.Н., Яроцук Е.И., Карабцов А.А.* Наложенная минерализация магматических пород на подводных вулканических постройках Японского моря 216
- Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Прокофьев В.Ю., Боев А.Г., Дара О.М., Новигатский А.Н., Стародымова Д.П.* Первые результаты исследования гидротермального поля Troll Wall вблизи Ян-Майенской горячей точки (хребет Мона) 220
- Лучшева Л.Н., Коновалов Ю.И., Курносое В.Б.* Роль геохимических барьеров в распределении термоформ руты в зоне гипергенеза сульфидных руд гидротермальных месторождений хребта Хуан де Фука 225
- Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Иванова Ю.М.* Распределение кобальта в минеральных фазах железомарганцевых корок С-3 Пацифики 230
- Мусатов А.Е.* Минеральный и химический состав гидротермальных сульфидных руд полей Зенит-Виктория и Юбилейное (Срединно-Атлантический хребет) 235
- Новиков Г.В., Шульга Н.В., Лобус Н.В., Богданова О.Ю.* Обменные реакции катионов тяжелых металлов на полиметаллических сульфидных минералах гидротермальных полей Брокен Спур и ТАГ Атлантического океана 240
- Сагалевиц А.М.* Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов. Часть I. Организация исследований и подготовка полигона 245

- Сагалевич А.М.* Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов. Часть II. Проведение работ с ГОА под водой 250
- Скаковский В.Л., Добрецова И.Г.* Формирование полиметаллических сульфидных руд в биогенных карбонатных осадках Срединно-Атлантического хребта 254
- Судариков С.М., Наркевский Е.В., Петров В.А.* Гидрофизическая структура аномалии метана в придонных водах гидротермального кратера Ирина 1, поле Логачев, САХ 257
- Юбко В.М., Лыгина Т.И.* Вулканическая и гидротермальная активность внутриплитных районов океанского дна (на примере зоны Клариян-Клиппертон Тихого океана) 262
- Яроцук Е.И.* Марганцево-железо-кремнистые корки Центральной котловины Японского моря 267

Симпозиум им. П.Л. Безрукова «Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей»

- Бережная Е.Д., Дубинин А.В., Золотина Е.Н.* Формы платиноидов в железомарганцевых корках Атлантического океана 273
- Добрецова И.Г.* О гидротермальном генезисе минералов группы атакамита в Атлантическом океане 277
- Добрецова И.Г.* Сохранение форм живых организмов в геологических процессах, связанных с природными катаклизмами 281
- Ермакова Л.А., Черкашѐв Г.А.* Плюмы в глубоководной добыче: что мы знаем о них? 284
- Корицунов Д.М.* Минералогия вулcano-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима, Центральная Атлантика 286
- Крылов А.А., Гусев Е.А., Семенов П.Б., Кузнецов А.Б., Кржижановская М.Г., Малышев С.А., Литвиненко И.В.* Новые находки икаита ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) в море Лаптевых 290
- Новиков Г.В., Седьшева Т.Е., Лобус Н.В., Богданова О.Ю.* Железомарганцевые корки гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана: текстурно-структурный рисунок, минералогия, геохимия 293

<i>Петрова В.В., Рашидов В.А., Аникин Л.П., Горькова Н.В., Михеев В.В.</i> Возгоны терминального извержения 2015–2016 гг. острова-вулкана Алайд (Курильская островная дуга)	298
<i>Седышева Т.Е., Новиков Г.В., Пуляева И.А.</i> Новые данные по геолого-геоморфологическому строению и оруденению участка гайота Говорова, Магеллановы горы, Тихий океан	303
<i>Харин Г.С., Жуковская И.П., Ерошенко Д.В.</i> Грубообломочный каменный материал на пляжах и подводных склонах Куршской косы (распространение, состав, источники, значение)	308
<i>Харин Г.С., Жуковская И.П., Ерошенко Д.В., Машевская Л.А.</i> Залежи торфа и их влияние на устойчивость балтийских кос	313

Marine geology of the Arctic and Antarctic regions, the results of German-Russian investigations

<i>Alatortsev A.V., Astakhov A.S., Kolesnik A.N.</i> Lithologic geochemical features of ice/iceberg mixing East Siberian Sea Holocene sediments	17
<i>Alekseeva T.N., Politova N.V., Kozina N.V.</i> Fractional composition of the surface layer of bottom sediments of the Barents Sea	22
<i>Artemiev V.A., Redjepova Z.Y.</i> The results of comparison of data on the concentration of suspended matter and the light attenuation coefficient in extremely turbid waters of the Arctic seas of Russia	27
<i>Badyukov D.D.</i> Structural and functional features of coastal geosystems of Novaya Zemlya	31
<i>Bochkarev A.V., Matveeva T.V., Gusev E.A., Gladyshev V.A.</i> Geothermal measurements in the Laptev Sea during the cruise R/V "Ivan Petrov" in 2018	37
<i>Volkov V.G., Gulenko T.A., Lopanikov E.A., Astakhov A.S.</i> Use core-scanner based at mobile X-ray fluorescence Analyzer for express analysis of the wet sediment chemistry in laboratory and expeditions.	40
<i>Gershelis E.V., Ruban A.S., Dudarev O.V., Semiletov I.P.</i> Sediment grain size and organic matter distribution in surface sediments of Laptev Sea and East Siberian Sea	44
<i>Gusev E.A., Krylov A.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Yarzhembovsky Ya.D., Bochkarev A.V., Novikhina E.S.</i> Holocene sedimentation rates on the outer part of Laptev and Kara sea shelf	49
<i>Domanov M.M., Khusid T.A., Gagarin V.I., Bukhanov M.V.</i> On the relationship between the distribution features of benthic foraminifera and the physicochemical properties of bottom sediments in the northern part of the Laptev Sea	53
<i>Zakharov V.G.</i> Peculiarities of dynamics of sea ice of the Arctic Ocean and Siberian Arctic waters depending in changes of stratospheric aerosol (XIX-beginning of XXI centuries)	55

<i>Kozina N.V., Tikhonova A.V., Nasyrov A.Kh, Bulokhov A.V.</i>	60
Geological studies and the first results of lithology-geochemical and micropaleontological work of the North Atlantic and the Barents Sea on the 71 th cruise of the RV “Akademik Mstislav Keldysh” (2018)	
<i>Kolesnik O.N., Kolesnik A.N., Sattarova V.V., Shi Xuefa, Astakhov A.S.</i>	65
Rare earth elements in ferromanganese deposits from the Chukchi and East Siberian Seas	
<i>Kosobokova K.N.</i>	70
Deep-water planktonic communities of the Arctic Basin: species composition, trophic structure, and contribution to carbon flow to the sea-floor	
<i>Krylov A.A., Rybalko A.E., Gusev E.A., Usenkov S.M.</i>	75
Problems during lithological mapping of the sea bottom and the ways of their solving	
<i>Levitani M.A.</i>	80
Pleistocene sediments of the Pacific Ocean	
<i>Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Politova N.V., Kozina N.V., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P.</i>	85
Modern bottom sediments of the Barents Sea: Nd, Pb and Sr isotopic composition	
<i>Maslov A.V., Politova N.V., Shevchenko V.P., Kozina N.V., Novigatsky A.N., Kravchishina M.D.</i>	90
Modern bottom sediments of Barents Sea: to the analysis of some trace and rare-earth elements distribution	
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Pavlova L.G.</i>	95
Destruction of rocks in the coastal zone	
<i>Mikhailov D.A., Kniazeva O.V., Majewski V., Korsun S.A.</i>	98
Benthic foraminifera of the glacial fjords of the Southern Hemisphere temperate zone	
<i>Naidina O.D., Bauch H.A.</i>	103
Palynological substantiation of Holocene deposits of the Laptev Sea and changing conditions in the Arctic	
<i>Nemirovskaya I.A.</i>	106
Features of the distribution and composition of hydrocarbons in the estuarine areas of arctic rivers	
<i>Nemirovskaya I.A., Kozina N.V., Khalikov I.S., Titova A.M.</i>	111
Organic compounds in the aerosol-snow-surface water-soil-moss-lichen system (Antarctica, 64 RAE)	
<i>Novigatsky A.N., Lisitzin A.P.</i>	116
Comparative characteristics of sedimentary matter in the snow-ice cover of the near-polar region of the Arctic and the fast ice of the Antarctic	

<i>Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Kluyvitkin A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V.</i> Vertical fluxes of suspended particulate matter in the Eurasian Arctic	121
<i>Obrezkova M.S., Kolesnik A.N., Tsoy I.B., Kolyada A.E.</i> Q-cluster analysis of the surface sediments of the East Arctic Seas based on diatoms	126
<i>Repkina T.Yu., Lugovoy N.N., Lukyanova S.A.</i> Anthropogenic coasts of the Russian Arctic	129
<i>Romanenko F.A., Lugovoy N.N., Baranskaya A.V., Alyautdinov A.R.</i> Life on the shores of Severnaya Zemlya (preliminary results of the expedition “OpenOcean: Arctic Archipelagos-2019”)	134
<i>Ruban A.S., Dudarev O.V., Rudmin M.A., Gershelis E.V., Mazurov A.K.</i> Features of the rare earth elements distribution in modern bottom sediments of the Buor-Khaya Gulf (southeastern part of the Laptev Sea)	139
<i>Rybalko A.E., Shcherbakov V.A., Zacharov D.S., Loktev A.S., Ivanova V.V., Alekseev A.Yu., Isaeva O.V.</i> The first consolidated engineering-geological map of the shelf of the Arctic seas of Russia	144
<i>Savin V.A., Kireev A.A., Butsenko V.V., Poselov V.A.</i> Tie between MCS data and the results of drilling on the southwestern coast of the Laptev Sea and on the Lomonosov Ridge	149
<i>Semenov P.B., Malyshev S.A., Shatrova E.V., Vanshteyn B.G.</i> Molecular and isotopic composition of n-alkanes and isoprenoids in bottom deposits of the near-shore water area of Komsomolets island (Kara Sea)	154
<i>Startseva K.F., Nikishin A.M.</i> Episodes of tectonic deformations in the history of the sedimentary basins of Chukotka Sea and East-Siberian Sea	158
<i>Taldenkova E.E., Ovsepyan Ya.S., Spielhagen R.F., Kassens H., Bauch H.A., Stein R., Averkina N.O., Rusakov V.Yu.</i> Histroy of paleoenvironmental changes in the western Laptev Sea (Vilkitskii Strait) during the postglacial and the Holocene	163
<i>Khomutov A.V., Babkina E.A., Belova N.G., Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Nesterova N.B., Khairullin R.R.</i> Thermal denudation processes on the Yugorsky Peninsula coast	168
<i>Elkina D.V., Piskarev A.L.</i> New paleomagnetic data on marine sediments from the Central Arctic	173

- Bubenshchikova N., Schönfeld J., Nürnberg D.* Environmental changes on the northern slope of the Okhotsk Sea from onset to decline of Last Interglacial 175
- Bubenshchikova N., Ponomareva V., Portnyagin M., Nürnberg D., Lembke-Jene L., Tiedemann R.* Tephra layers in Quaternary sediments of the Minnetonka and Jimmy Seamounts (North Pacific): new data from cores of the SO264 cruise “Sonne Emperor” 180
- Popova E.A., Stein R., Krylov A.A.* Reconstruction of Late Quaternary paleo-current activity on southern Lomonosov Ridge (Arctic Ocean) and its paleoenvironmental significance 185
- Sokolov S.Yu., Geissler W.H., Abramova A.S.* Flat spots in the Nansen Basin related to ultraslow spreading and serpentinization processes 190
- Thiede J.* On the Cooperation of Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch in Paleoclimate Research and the Revival of the Milankovitch Hypothesis 195
- Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans**
- Bich A.S., Petrov A.Yu., Maksimov F.E.* Study of metalliferous sediments for the reconstruction of hydrothermal ore-forming processes (case study of Pobeda ore cluster) 201
- Vishnevskaya I.A., Mikhailik P.E., Ivanova Y.M., Chervyakovskaya M.V.* Isotopic composition of Nd ferromanganese crusts of the Sea of Okhotsk and the Kuril island arc 204
- Gablina I.F., Popova E.A., Khusid T.A., Dmitrenko O.B., Dara O.M., Dobretsova I.G.* The influence of hydrothermal diffuse fluids on the biogenic carbonate precipitation in the Central Atlantic region 207
- Grigoryeva Z.V., Dobretsova I.G., Kuznetsov A.I.* Complex interpretation of search criteria and signs of sulfide mineralization using GIS technologies 212
- Kolesnik O.N., S’edin V.T., Kolesnik A.N., Yaroshchuk E.I., Karabtsov A.A.* Overlapping ore mineralization of igneous rocks from submarine volcanic edifices of the Sea of Japan 216

<i>Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Prokofiev V.Yu., Boev A.G., Dara O.M., Novigatsky A.N., Starodymova D.P.</i>	220
The first results of the Troll Wall hydrothermal vent field study near the Jan Mayen Hot Spot (Mona Ridge)	
<i>Luchsheva L.N., Konovalov Y.I., Kurnosov V.B.</i>	225
The role of geochemical barriers in the distribution of mercury thermoforms in the hypergenesis zone of sulfide ores of hydrothermal deposits of the Juan de Fuca Ridge	
<i>Mikhailik P.E., Mikhailik E.V., Zarubina N.V., Ivanova Yu.M.</i>	230
Distribution of cobalt in ferromanganese crusts mineral fraction from the N-W Pacific	
<i>Musatov A.E.</i>	235
Mineralogical and chemical composition of the seafloor massive sulfides of ore fields Zenith-Victoria and Jubileinoye (Mid-Atlantic ridge)	
<i>Novikov G.V., Shulga N.V., Lobus N.V., Bogdanova O.Yu.</i>	240
Exchange reactions of heavy metal cations on polymetallic sulphide minerals of hydrothermal fields Brocken Spur and TAG of the Atlantic Ocean	
<i>Sagalevich A.M.</i>	245
Methods of conducting geological studies of the ocean with the use of deep manned submersibles. Part I. Organization of the research and preparation of the polygon	
<i>Sagalevich A.M.</i>	250
Methods of conducting geological studies of the ocean with the use of deep manned submersibles. Part II. Underwater operations with deep manned submersibles	
<i>Skakovski V.L., Dobretsova I.G.</i>	254
Formation of polymetallic sulphide ores in biogenic carbonate sediments at the Mid-Atlantic ridge	
<i>Sudarikov S.M., Narkevski E.V., Petrov V.A.</i>	257
Hydrophysical structure of methane anomaly in the bottom waters of the hydrothermal crater Irina 1, Logachev field, MAR	
<i>Yubko V.M., Lygina T.I.</i>	262
Volcanic and hydrothermal activity of intraplate areas of the ocean floor (on the example of the Clarion-Clipperton zone of the Pacific Ocean)	
<i>Yaroshchuk E.I.</i>	267
Manganese-ferro-siliceous crusts from the Central basin of the Sea of Japan	

P.L. Bezrukov Memorial Symposium «Mineral resources and mineralogy of the seas and oceans»

<i>Berezhnaya E.D., Dubinin A.V., Zologina E.N.</i> PGE species in ferromanganese crusts of the Atlantic Ocean	273
<i>Dobretsova I.G.</i> About the hydrothermal genesis of minerals from atacamite's group in the Atlantic Ocean	277
<i>Dobretsova I.G.</i> Preservation of forms of living organisms in geological processes associated with natural disasters	281
<i>Ermakova L.A., Cherkashov G.A.</i> Plumes of deep-sea mining: what do we know?	284
<i>Korshunov D.M.</i> Mineralogy of volcanic-edaphogenic coarse elastic material from the Wima transform fault, Central Atlantic	286
<i>Krylov A.A., Gusev E.A., Semenov P.B., Kuznetsov A.B., Krzhizhanovskaya M.G., Malyshev S.A., Litvinenko I.V.</i> New discoveries of ikaite ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) in the Laptev Sea	290
<i>Novikov G.V., Sedysheva T.E., Lobus N.V., Bogdanova O.Yu.</i> Ferromanganese crusts of Govorov-Gayot of the Magellan mountains in the Pacific ocean: textural and structural drawing, mineralogy, geochemistry	293
<i>Petrova V.V., Rashidov V.A., Anikin L.P., Gorkova N.V., Miheev V.V.</i> Sublimates from the 2015-2016 Terminal Eruption of Alaid Volcano (the Kurill Island Arc)	298
<i>Sedysheva T.E., Novikov G.V., Pulyaeva I.A.</i> New data of geological-geomorphological structure and crusts ores one of the Govorov's guyot. The Magellan Seamounts, the Pacific Ocean	303
<i>Kharin G.S., Zhukovskaya I.P., Eroshenko D.V.</i> Coarse stone material on beaches and underwater slopes of the Curonian spit (distribution, composition, sources, value)	308
<i>Kharin G.S., Zhukovskaya I.P., Eroshenko D.V., Malashevskaya L.A.</i> Peat pots and their influence on the stability of Baltic spits	313

**МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ
И АНТАРКТИКИ, РЕЗУЛЬТАТЫ
РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

**MARINE GEOLOGY OF THE ARCTIC AND
ANTARCTIC REGIONS,
THE RESULTS OF GERMAN-RUSSIAN
INVESTIGATIONS**

Алаторцев А.В., Астахов А.С., Колесник А.Н.

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

Литологогеохимические признаки ледового/айсбергового перемешивания в голоценовых отложениях Восточно-Сибирского моря

Alatortsev A.V., Astakhov A.S., Kolesnik A.N.

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

Lithologic geochemical features of ice/iceberg mixing East Siberian Sea Holocene sediments

Ключевые слова: донные осадки, литология, Восточно-Сибирское море, ледовый перенос, айсберги, геохимия.

В акватории Восточно-Сибирского моря изучены колонки донных отложений, полученные в 77 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», с целью выявления литологогеохимических признаков ледового/айсбергового перемешивания. В результате были выявлены слои, разделенные перерывами в осадконакоплении, отличающиеся резкой изменчивостью структуры, цветовых параметров, геохимических характеристик, что объяснено воздействием на дно стамух или айсбергов.

Шельф Восточно-Сибирского моря отличается сложными ледовыми условиями почти круглогодичным ледяным покровом. Основу его составляют многолетние льды часто торосистые включающие т.н. стамухи – ледяные поля большой толщины, корни которых уходят глубоко под воду. Кроме того сюда проникают дрейфующие ледяные поля с востока, составленные многолетними льдами и айсбергами, поступающими с североамериканского побережья. Корни айсбергов и стамух на мелководье способны осуществлять механическое воздействие на дно с перемешиванием или удалением слоев осадков. Айсберговое и ледовое воздействие проявляется в виде борозд глубиной до нескольких метров, включающих саму борозду, где часть осадков удалена и боковые валы, в которых скапливаются удаленные из борозды и перемешанные осадки [1, 2].

В 77 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (экспедиция Arctic Silk Way – 2016) в акватории Восточно-Сибирского моря с помощью гравитационной трубки была получена серия колонок донных отложений (рис. 1), во многих из которых были выявлены признаки механического перемешивания или удаления части разреза, подобные отмечавшимся здесь ранее [2, 3, 5]. Формирование отложений, вскрытых трубками на шельфе Восточно-Сибирского моря происходило во время послеледниковой

трансгрессии, когда уровень моря повышался с отметок 110–120 м в конце плейстоцена до современного, установившегося 8-6 тыс. лет назад. В результате отложения указанного возраста на шельфе имеют трансгрессивное строение с последовательной сменой снизу-вверх мелководных отложений более глубоководными.

Во многих же колонках внутреннего шельфа трансгрессивную последовательность проследить не удалось. Это определяется несколькими причинами: наличие субаквальной криолитозоны, включающей континентальные отложения как основание трансгрессивных отложений возрастом до 8-6 тыс. лет, и интенсивное ледовое/айсберговое перемешивание осадков. Из-за наличия мерзлых отложений не удалось отобрать на внутреннем шельфе (на глубинах менее 40-30 м) отложения возрастом более 6-8 тыс. лет.

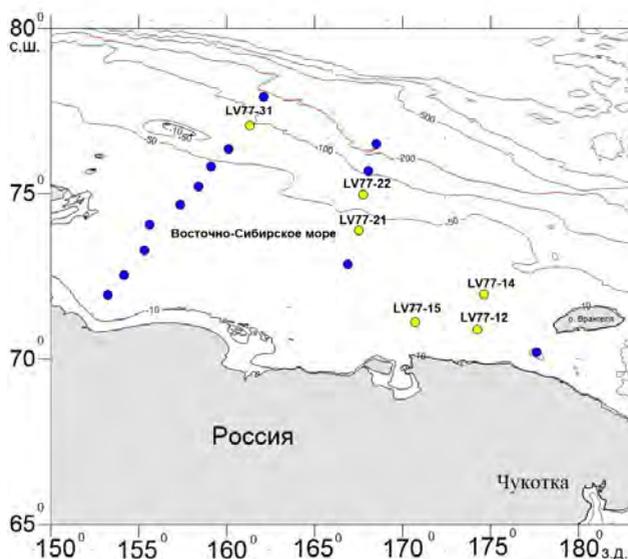


Рисунок 1. Места отбора колонок в 77 рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев», желтой заливкой указаны колонки, в которых были обнаружены слои ледового/айсбергового перемешивания

Примером многократного айсбергового/ледового воздействия может служить колонка LV77-12-1 (рис. 2). Она отобрана с глубины 37 м и возраст вскрытых отложений не превышает трех тысяч лет. Соответственно осадки формировались при близком современному уровню моря и на глубине возможного воздействия айсбергов.

В колонке выделяются три слоя, разделенные перерывами в осадконакоплении, совпадающими с интервалами быстрого увеличения плотности осадков. Перемешивание осадков наиболее заметно в интервале 20-40 см колонки, где чередуются светлые и темные полосы. Это же хорошо отражается и резкой изменчивостью цветовых параметров в этом интервале. Предполагается, что нижний слой представляет собой нарушенные осадки в борозде айсбергового выпахивания, а горизонт 84 см соответствует перерыву в осадконакоплении и выпавшим из разреза отложениям возрастом от 2.6 до 0.8 тыс. лет. Перерыв в осадконакоплении на горизонте 5 см обусловлен ледовым выпахиванием осадков возрастом от 0.6 до 0.2 тыс. лет.

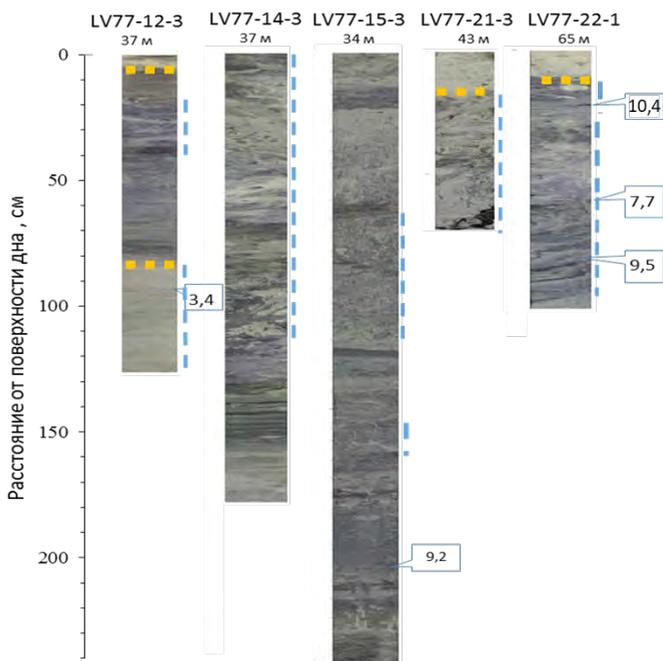


Рисунок 2. Фото ряда колонок с внутреннего шельфа Восточно-Сибирского моря, включающих слои ледового/айсбергового перемешивания (показаны синими штриховыми линиями) и перерывы осадконакопления из-за удаления слоев (горизонтальные штриховые линии). Радиоуглеродные даты некалиброванные.

Перемешивание осадков хорошо демонстрируется их специфической текстурой и повторением в разрезе одних и тех же слоев, особенно заметных

в колонке LV77-22-1 (рис. 3). В ней в перемешивание вовлечены осадки возрастом от 10,4 до 7,7 тыс. лет, т.е. накопившиеся в условиях более низкого положения уровня моря. Осадки возрастом более 9 тыс. лет, встречающиеся дважды в разрезе, накапливались в более мелководных условиях (предположительно береговой склон или авандельта). Они отличаются слоистостью, судя по вариациям цветового параметра a^* (рис. 3), более глинистым составом (пониженные значения Si/Al), примесью аутигенных компонент (повышенные значения Mn/Al , P/Al).

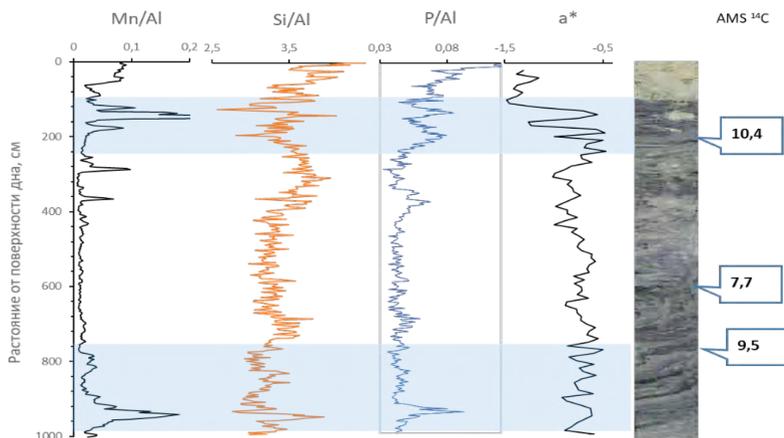


Рисунок 3. Особенности химического состава и вариации цветового параметра a^* в осадках колонки LV77-22-1 из центральной части Восточно-Сибирского моря. Радиоуглеродные даты (тыс. лет) некалиброванные.

Залيفкой выделены горизонты слоистых осадков возрастом более 9 тыс. лет.

Согласно реконструкциям [4] уровень моря в это время он был ниже современного на 50–20 м. Таким образом можно предполагать, что айсберговое воздействие произошло на глубине 20–50 м. Позднее осадки практически не накапливались, что может указывать на то, что изученная колонка отобрана с бокового вала борозды айсбергового выпаживания. В большинстве других колонок (рис. 2) с выявленными признаками ледового воздействия механическое перемешивание также отмечается в осадках раннеголоценового возраста.

Авторы признательны за помощь всем участникам экспедиции ASW-2016. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 18-77-10017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. 192 с.
2. Rekant P., Bauch H.A., Schwenk T.A. et al. Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea // *Arktos*. 2015. V. 1. P. 11.
3. Plotnikov V.V., Pustoshnova V.I. Variability and conjugacy of ice conditions in the system of East Arctic Seas (the Laptev, East Siberian, and Chukchi Seas) // *Russian meteorology and hydrology*. 2012. V. 37(7). P. 468–476. doi: 10.3103/s1068373912070060
4. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 125–139.
5. Keskitalo K., Tesi T., Bröder L. et al. Sources and characteristics of terrestrial carbon in Holocene-scale sediments of the East Siberian Sea // *Clim. Past*. 2017. V. 13. P. 1213–1226. <https://doi.org/10.5194/cp-13-1213-2017>.

Cores of bottom sediments obtained on the 77th cruise of the R/V “Akademik M.A. Lavrentyev” were studied in the water area of the East Siberian Sea in order to identify lithological and geochemical signs of ice / iceberg mixing. As a result, layers were identified, separated by intervals in sedimentation, characterized by a sharp variability in structure, color parameters, and geochemical characteristics, which is explained by the effect of grounded ice hummock or icebergs on the bottom.

Алексеева Т.Н., Политова Н.В., Козина Н.В.

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

Фракционный состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря

Alekseeva T.N., Politova N.V., Kozina N.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Fractional composition of the surface layer of bottom sediments of the Barents Sea

Ключевые слова: поверхностные осадки, гранулометрический состав, песок, алеврит, пелит, Баренцево море

В работе приводятся данные гранулометрического анализа по результатам изучения поверхностных проб осадков, полученных в 67-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» из разных частей Баренцева моря [1]. Полигонные исследования проведены в следующих акваториях Баренцева моря – Печорское море, Центральнo-Баренцевоморский (Штокманский), залив Русская Гавань (Северный остров архипелага Новая Земля), на разрезах – Медвежинский желоб, меридиональном разрезе Норвегия–Шпицберген, Кольский меридиан, широтном разрезе Шпицберген–Земля Франца-Иосифа, пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа).

Гранулометрический анализ – важный инструмент в познании седиментационных процессов. Результаты его позволяют охарактеризовать фракционный состав осадка, сделать выводы о генезисе и осадконакоплении [2]. Гранулометрический анализ следует рассматривать в качестве вспомогательного метода выявления генезиса отложений, дополняющего сведения о вещественном составе и условиях седиментации. В задачи данной работы входило исследование современной седиментационной системы, обработка и интерпретация новых данных по гранулометрическому анализу донных осадков, полученных в 67-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Баренцевом море. Гранулометрический состав терригенных пород в фациальном анализе играет важнейшую роль при выяснении обстановок осадконакопления, так как распределение частиц по размерам является, «индикатором особенностей динамической структуры процессов седиментации или среды осадконакопления» [3].

Отбор проб осадка производили с помощью дночерпателя (ДЧ) «Океан-50» сотрудники Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Литологическое описание осадка проводили на борту судна по методике Лисицына и Петелина [4]. 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 [5]. Тип осадка определяли согласно классификации морских донных осадков Безрукова, Лисицына [6].

Характерной чертой донных осадков Баренцева моря является резкое преобладание в них терригенного разнородного материала, поступающего с суши в результате: абразия берегов, его основными источниками являются Кольская, Тимано-Печорская, Новоземельская питающие провинции, а также, в меньшей степени, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [7]; твердый сток рек как непосредственно впадающих в море (Печора), так и внесенный в составе взвеси из Белого (Северная Двина) и Карского (Обь, Енисей) морей; привнос терригенного материала айсбергами и дрейфующими льдами из Центральной Арктики, петрографический состав пород довольно пестрый, что также характерно для материала айсбергового разноса, возможность современного айсбергового разноса подтверждена исследователями при наблюдениях за дрейфом айсбергов; дальний перенос золотой пыли, которая выпадает в море со снегом и дождем, а кроме того, включается в лед ледников Новой Земли, ЗФИ, Шпицбергена и выносятся в море тальными водами ледников в составе «ледникового молока»; размыв дна волнами (на малых глубинах) и придонными течениями (на вершинах и склонах подводных возвышенностей); вынос продуктов экзарации покровными ледниками с островов в составе талых вод и айсбергов [8].

Для осадочного процесса в арктических морях характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской, который характеризуется наличием преимущественно терригенных осадков, специфичных по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения, и большим влиянием ледового разноса. [9–11]. Поверхностные отложения представлены окисленными или слабо-восстановленными осадками бурого, коричневого и зеленовато-серого цвета, гомогенной текстуры. По размеру зерен поверхностные отложения изменяются от гравийно-песчаных смесей на мелководьях до алеврито-пелитовых и пелитовых илов в глубоководных проливах. Галечный и гравийный материал встречается в поверхностных осадках в виде примесей, рассеянных по всей акватории моря. Такой хаотичный характер распространения, по-видимому, связан с ледовым разносом. Грубообломочный материал наиболее распространен в Баренцевом море у берегов Кольского полуострова, у берегов Новой Земли, Шпицбергена, где он накапливается благодаря абразии берегов. Кроме того, фракция >1 мм распространена на глубинах, где происходит взмучивание и вымывание тонких фракций. Наиболее распространенными осадками на прибрежном мелководье являются пески. Пески (0.1–1 мм) распространены широкой полосой в южной и юго-восточной области моря, в районе Печорского

полигона, Канинского мелководья, Кольского полуострова, и на северо-западе, у берегов Шпицбергена. С увеличением глубины разности сменяются смешанными осадками с невысокой примесью пелита. В центральной части моря распространены в основном глинистые осадки. Осадки с содержанием пелитовой фракции (<0.01 мм) более 50% занимают около 70% площади Баренцева моря. Они широко распространены в глубоководных впадинах и желобах, а также в многочисленных фиордах Северного острова Новой Земли и Земли Франца-Иосифа

При изучении ледового разноса отмечено, что в весовом отношении наибольшее количество крупнообломочной фракции найдено у берегов Новой Земли (особенно в заливе Русская Гавань, где осуществляются «прямые поставки» осадочного материала ледником Шокальского), а также у северных берегов Шпицбергена и континентальной Норвегии.

Полигонные исследования в акватории Баренцева моря помогли выявить большую изменчивость в распределении типов осадков. Общая закономерность циркумконтинентальной зональности в распределении гранулометрических типов осадков сильно искажается другими факторами, влияющими на осадконакопление: течениями, рельефом, ледниками.

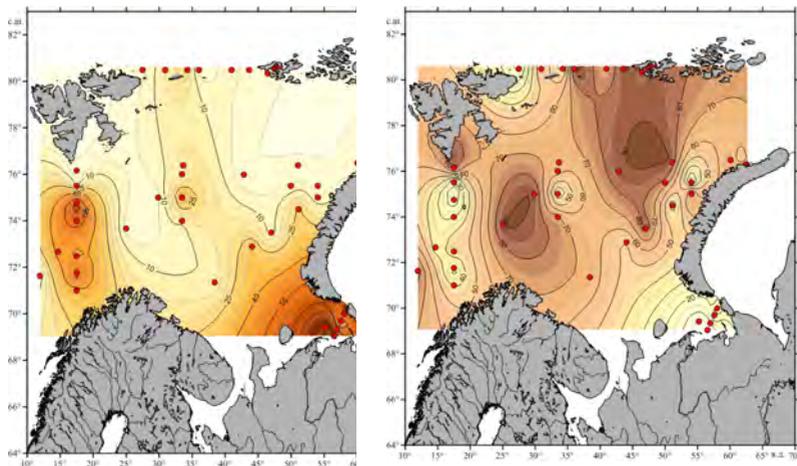


Рисунок. Содержание песчаной (слева) и пелитовой (справа) фракций (%) в поверхностных отложениях Баренцева моря [1].

Крупнообломочный материал (валунно-галечно-гравийный) преобладает у побережий Кольского полуострова, Шпицбергена, Новой Земли. Песчаный материал распространен в юго-восточной части моря и на границе с Норвежским морем. В Печорском море встречены хорошо сортированные «чистые» пески. Алевритовая и пелитовая фракции встречаются как в прибрежной зоне, так и в центральных глубоководных областях моря. Наиболее распространенными на шельфе Баренцева моря являются глинистые осадки с преобладающей фракцией и медианным диаметром <0.01 мм.

Они включают ряд литологических типов, таких как песчано-алевритово-глинистые, алевритово-глинистые и собственно глинистые илы, состоящие на 90% частиц пелитовой размерности. Эти осадки широко развиты в центральной части моря и во всех относительно глубоководных котловинах. Также подобные осадки встречены в бухтах и проливах Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, находящихся в непосредственной близости от ледников, поставляющих осадочный материал в море.

Высокий процент тонкого материала терригенного происхождения объясняется следующими основными причинами. Во-первых, основная осадкообразующая роль в северной и восточной части Баренцева моря принадлежит пелитовому материалу, поставляемому ледниками архипелагов. Во-вторых, гидродинамическая обстановка в бассейне такова, что транспортирующей силы течений хватает для переноса только наиболее тонкого материала. В-третьих, система течений в Баренцевом море имеет замкнутый циклонический характер, вследствие чего, тонкий материал не выносится за пределы шельфа.

Также нужно отметить, что в Баренцевом море довольно часто были встречены осадки смешанного гранулометрического типа (миктиты), что может быть результатом смешения материала из различных источников.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш» и его капитану Ю.Н. Горбачу, а также всем участникам 67-ого рейса за помощь в экспедиции, академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами по теме.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы, базовой темы Госзадания ИОРАН № 0149-2018-0016 и программой по гранту РФФИ № 14-27-00114-П «Взаимодействие геосфер в морских бассейнах России: оценка роли биогеохимических процессов в мобилизации, транспорте и седиментации рассеянного осадочного вещества».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
2. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 295 с.
3. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии // Л: Недра, 1977. 407с.
4. Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб

- морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
5. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков // М.: Наука, 1967. 128 с.
 6. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32.
 7. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
 8. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последлениковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576-595.
 9. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
 10. 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.
 11. Lisitzin A.P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past. Berlin: Springer Verl., 2002. 563 p.

The paper presents the data of particle size analysis based on the results of studying surface sediment samples obtained on the 67th flight of the RV “Akademik Mstislav Keldysh” from different parts of the Barents Sea. Polygon studies were carried out in the following water areas of the Barents Sea - the Pechora Sea, the Central Barents Sea (Shtokman), Russkaya Gavan Bay (Northern Island of the Novaya Zemlya archipelago), the sections – the Medvezhinsky Trench, the Norway – Svalbard meridian section, the Kola Meridian and the Earth latitudinal – section sections Shpits Franz Joseph, Cambridge Strait (Franz Josef Land).

Артемьев В.А., Реджепова З.Ю.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: artemiev195@yandex.ru)

Результаты сопоставления данных по концентрации взвешенного вещества и показателю ослабления света в экстремально мутных водах Арктических морей России

Artemiev V.A., Redjeпова Z.Y.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The results of comparison of data on the concentration of suspended matter and the light attenuation coefficient in extremely turbid waters of the Arctic seas of Russia

Ключевые слова: взвешенное вещество, показатель ослабления, прозрачномер, оптическая база, Арктические моря.

В 69 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (22.08 – 01.10.2017 г.) при изучении выносов рек Российской Арктики впервые были проведены измерения показателя ослабления света C на короткой измерительной базе. Это сняло ограничения по динамическому диапазону C и позволило проводить измерения по всей водной толще, в том числе в очень мутных водах приустьевых районов. Полученные данные были сопоставлены с результатами определения концентрации взвеси TSM .

Как показали многочисленные наблюдения, величина показателя ослабления C достаточно тесно связана с концентрацией взвешенного вещества TSM (Total Suspended Matter) и может использоваться для ее оперативной оценки [1, 2]. В последние годы измерения C проводились прозрачномерами ПУМ и ПУМ-А [3, 4]. Для Арктических морей получено много данных по этим сопоставлениям, однако они относятся к относительно прозрачным водам, где $C \leq 3 \text{ м}^{-1}$. Это связано с тем, что измерения проводились с длинной измерительной базой прозрачномеров $L = 60 \text{ см}$. При больших значениях C возрастают ошибки, связанные с многократным рассеянием, поэтому эти данные служили для качественной оценки, а при значениях $C \geq 10 \text{ м}^{-1}$, приборы «зашкаливали». Перед 69 рейсом, измерительная часть прозрачномера ПУМ была доработана, что позволило оперативно изменять измерительную базу с 60 до 10 сантиметров. Также была отработана методика интеркалибровки данных измерений на разных базах. Первые измерения с короткой базой сразу дали положительный результат – прибор прописывал профили показателя ослабления без насыщения («зашкаливания») в водах любой прозрачности, вплоть до значений $C \sim 80 \text{ м}^{-1}$. Вертикальные профили с экстремальными значениями показателя ослабления в рейсе, были получены

при измерениях прибором ПУМ с короткой базой в устьевых зонах рек Арктических морей и приведены на рис.1.

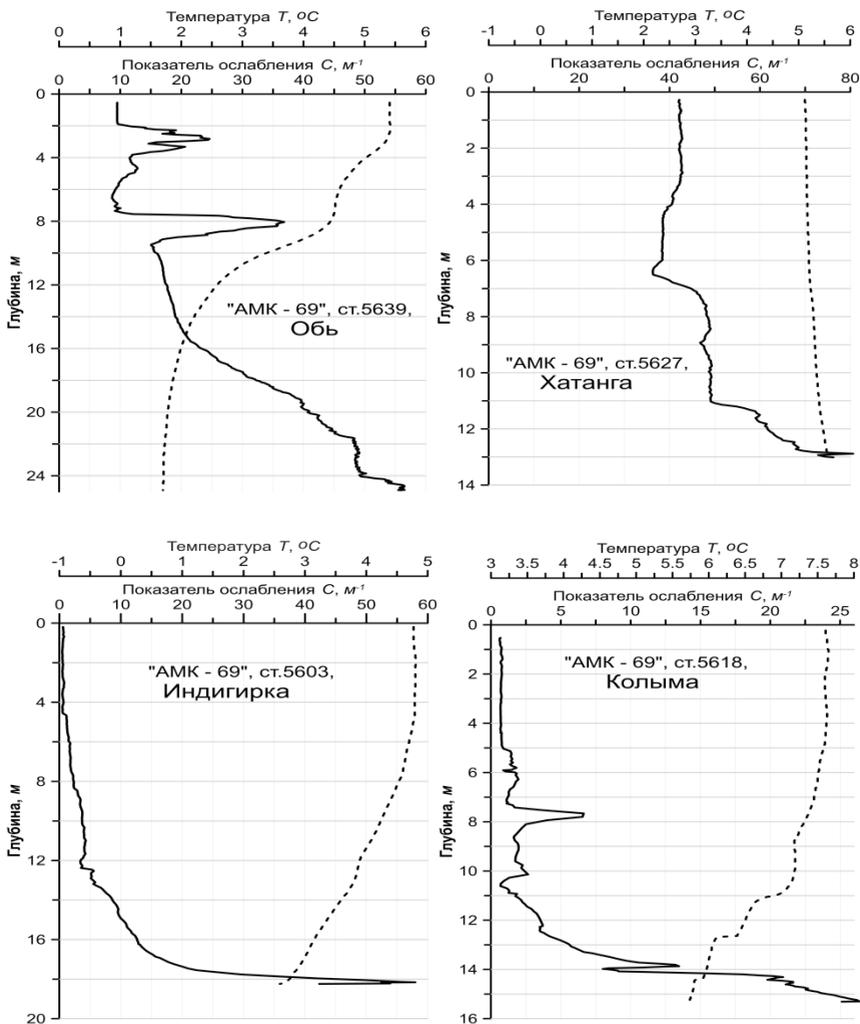


Рисунок 1. Вертикальные профили показателя ослабления света C и температуры T в водах экстремальной мутности (сплошная линия – C , пунктир – T).

Возникла необходимость оценки погрешности измерений C в водах высокой мутности. Для исследования этого вопроса в Лаборатории

оптики океана (ЛОО) ИО РАН было проведено исследование погрешности определения показателя ослабления света прозрачномером ПУМ методом Монте-Карло. Результаты проведенной работы, показали, что при использовании короткой базы прибора ($L=10$ см), относительная ошибка определения показателя ослабления $\leq 4\%$ для $C = 80$ и 2% для 20 m^{-1} [5].

Отбор проб воды для фильтрации через ядерные фильтры с размером пор 0.45 μm производился батометрической системой CTD зонда. Из-за малых глубин, зондирование прозрачномером ПУМ производилось практически одновременно с зондом. Датчик глубины ПУМ был откалиброван по зонду. Для сравнения, из вертикального профиля, брались значения C , соответствующие горизонту отбора проб воды на взвесь. Для сопоставления использовались все данные по TSM и C по слою воды от поверхности до дна. Зависимость между ними линейная, соответствующее уравнение регрессии имеет вид [1]:

$$TSM = A * C - B;$$

где:

- TSM – массовая концентрация взвеси, $мг/л$;
- C – показатель ослабления света на длине волны 525 $нм.$, $м^{-1}$;
- A и B - коэффициенты, которые рассчитываются для каждого региона, и определяются качественным (биогенная, терригенная и т.д.) и количественным составом взвеси.

В 69 рейсе, сразу в трех морях: Карском, Лаптевых и, впервые, в Восточно-Сибирском, при исследовании выносов рек Обь, Хатанга, Лена, Индигирка и Колыма, были сделаны разрезы от устьевых районов в открытое море. К сожалению, из-за недостаточного количества данных по взвеси, результаты, полученные для Лены, не рассматривались. Соответствующие коэффициенты уравнения регрессии и детерминации, количество сравниваемых данных и максимальное значение показателя ослабления, приведены в Таблице. Также приведено средние значения по 4 рекам.

Таблица.

Море	Река	A	B	R ²	n	C _{макс}
Восточно-Сибирское	Индигирка	1.12	0.38	0.99	25	30.1
	Колыма	0.87	0.05	0.93	7	2.17
Лаптевых	Хатанга	0.87	- 0.11	> 0.99	28	42.1
Карское	Обь	0.92	0.26	0.98	23	13.3
Среднее	По 4 рекам	0.97	0.20	0.98	83	42.1

В графическом виде связь между C и TSM для средних по 4 рекам значений, представлена на Рис.2. На графике в линейном масштабе видно, что основной массив данных соответствует значениям $C < 5$ $м^{-1}$, а наклон в уравнениях линейной регрессии определяется, в первую очередь, данными с высокими значениями показателей ослабления и концентрации взвеси.

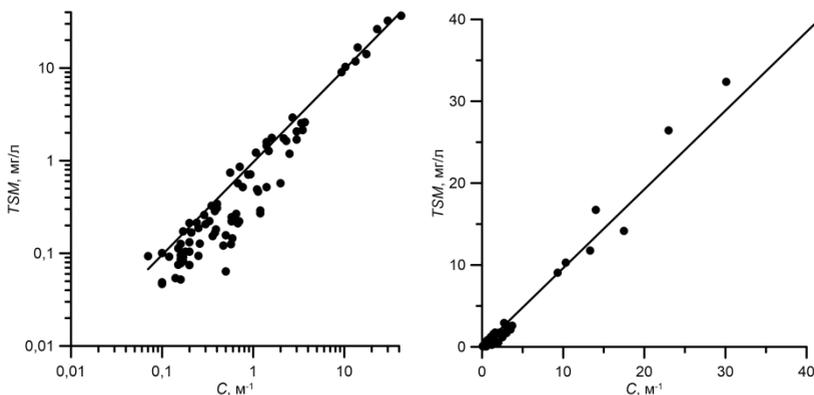


Рисунок 2. Результаты сопоставления данных по C и TSM по 4 рекам (83 совместных измерений) в линейном и логарифмическом масштабах (сплошная линия – уравнение регрессии).

Несмотря на небольшое количество совместных измерений по отдельным рекам, корреляция между показателем ослабления и взвесью очень высокая, а различия коэффициентов в уравнениях регрессии можно объяснить разным составом взвеси. Если сравнить данные, приведенные на Рис. 1., и в Таблице, видно, что представленные результаты не охватывают весь динамический диапазон изменений показателя ослабления. К сожалению, продолжение подобных исследований в ближайшее время не представляется возможным, так как в 2018 году, при проведении измерений прибор, ПУМ был утерян, и в настоящее время прозрачномера с таким динамическим диапазоном в ЛОО ИО РАН пока нет.

Полученный материал по показателю ослабления, впервые в практике оптических исследований в морях Российской Арктики, позволил получить уникальные данные о структуре нефелоидных слоев в водах экстремально высокой мутности. Результаты сопоставлений данных по C и TSM позволили получить уравнения регрессии, которые могут быть использованы для оценки распределений взвешенного вещества в акваториях морей Российской Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Государственного задания № 0149-2019-0003 и гранта РФФИ 18-05-60302.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков В.И., Купцов В.М., Сивков В.В., Шевченко В.П. Пространственное распределение и дисперсный состав взвеси в море Лаптевых в августе–сентябре 1991 // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 6. С. 920–927.
2. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. Гидрооптика и взвесь арктических морей // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 1. С. 71–79.
3. Артемьев В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В./ Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // *Комплексные исследования мирового океана. Проект «Меридиан». Часть 1. Атлантический океан*. М., изд. «Наука», 2008. С.165-172.
4. Artemiev V.A., Taskaev V.R., Burenkov V.I., Grigoriev A.V. A multi-purpose compact transmissometer // *Proceedings of the III International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters” ONW’2005*. St. Petersburg, Russia.
5. Буренков В.И., Шеберстов С.В., Артемьев В.А., Таскаев В.Р. Оценка погрешности измерения показателя ослабления света морской модой в мутных водах арктических морей// *Светотехника*. 2019. № 2. С. 55–60.

In the 69th cruise of the RV “Akademik Mstislav Keldysh” (22.08 – 01.10.2017) for the first time out measurements of light attenuation coefficient C on a short measuring base were carried. This removed restrictions on the dynamic range C and allowed measurements to be made throughout the water column, including in the very turbid waters of the estuarine regions. The obtained data were compared with the results of TSM suspended matter determination.

Бадюков Д.Д.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, e-mail: danilab57@mail.ru)

Структурно-функциональные особенности прибрежных геосистем Новой Земли

Badyukov D.D.

(Lomonosov Moscow State University Geographical Department)

Structural and functional features of coastal geosystems of Novaya Zemlya

Ключевые слова: береговые геосистемы, природные компоненты, взаимодействие, Северный остров

На ключевых участках Северного острова Новой Земли изучалось строение берегов, природные характеристики прибрежных вод. Показан сложный характер их взаимодействия, высокое географическое разнообразие прибрежно-морских геосистем.

Структурно-функциональные особенности прибрежно-морских геосистем были изучены на севере архипелага в ключевых районах – мыс Желания, бухта Поспелова, Б.Оранские острова (о.Западный), залив Иванова и залив Иностранцева. Не считая Б.Оранских о-вов, северное побережье Новой Земли представляет собой абразионно-бухтовый берег со слабым развитием аккумулятивных процессов в вершинах бухт (заливов). Исключение составляет полуостров, заканчивающийся мысом Желания, состоящий из нескольких останцов коренных пород, в основном, конгломератов различного петрографического состава, соединенных системой перейм с лагунными озерами – Отрадным и Аммональным у м. Маврикия. Абразионный уступ м. Желания высотой около 20 м книзу переходит в валунно-глыбовый бенч, выработанный в конгломератах. Благодаря сочетанию высокой энергии волнения, открытости приглубого берега и особенностям геологического строения, в береговую зону поступает грубообломочный материал, распространенный до глубин 20–30 м [3]. Прохождение у м. Желания струи теплых баренцевоморских вод и наличие благоприятного субстрата способствуют относительно богатому по видовому составу бентосу, устойчивому к интенсивному волнению. В верхней части подводного берегового склона до глубин 5–10 м развито сообщество *Pyraliella litt.*, глубже – сообщество *Laminaria saccharina*. Ниже 20 м из-за резкого увеличения глубин растительность отсутствует.

В северной части бухты Поспелова, расположенной южнее м. Желания, стрендфлет с высотами 20–30 м, постепенно понижаясь, подходит довольно

близко к берегу. К невысокому клифу примыкает галечный пляж шириной 10–15 м. На подводном береговом склоне также находится грубообломочный материал, поступающий туда, в основном, за счет ледового разноса. Глубже, по крайней мере, до 25 м, подводный склон сложен серыми плотными илами с раковинным детритом, на поверхности которых находятся отдельные валуны и галька. Открытость бухты на СВ обуславливает интенсивный водообмен с морем, где проходит струя теплых баренцевоморских вод, и относительно повышенную температуру воды. Эти же воды доставляют в бухту биогенные вещества, которые способствуют развитию фито- и зоопланктона, что в свою очередь, в сочетании с низкими скоростями осадконакопления и относительно высокой прозрачностью воды определяет повышенную биомассу и разнообразие фито- и зообентоса. До глубин примерно –5 м подводный склон занят сообществом *Fucus*, глубже, до –15 м – сообществом *Laminaria*, еще глубже поверхность дна занята сообществом *Balanus* sp.

Значительным разнообразием отличается прибрежно-морская геосистема с южной стороны западного острова из группы Больших Оранских островов. Острова сложены известняками и известняковыми конгломератами, дневная поверхность которых сильно выветрелая. Западный остров представляет собой абрадированный останец площадью примерно 0,5 км² с уплощенной вершинной поверхностью, покрытой мохово-лишайниковой растительностью. Высота острова до 36 м, высота абразионных уступов 20–30 м. Нижняя часть уступов затянута склоновыми отложениями (осыпями), покрытыми моховыми подушками. Столь плотная растительность – результат обильного поступления биогенных веществ с птичьих базаров, заселенных кайрами, которые располагаются на неровных уступах клифов.

Именно к высоким, 10–50-метровым клифам, приурочены многочисленные птичьи базары Новой Земли. Общая численность морских колониальных птиц на Новой Земле оценивается цифрой в 2-3 млн. [1, 2, 4]. Питаясь рыбой и зоопланктоном, обогащая прибрежные воды биогенными веществами, содержащимися в экскрементах, колониальные морские птицы представляют собой важнейший компонент прибрежно-морских экосистем. Важным условием существования птичьих базаров является благоприятный рельеф морских берегов. Базары располагаются на поверхности абразионного уступа высотой, как правило, до нескольких десятков метров. При этом зеркало клифа должно быть осложнено субгоризонтальными ступенями и выступами, появившимися в результате избирательной денудации. Практически все клифы, на которых располагаются птичьи базары, являются отмершими, зачастую их подошва скрыта склоновыми или береговыми отложениями. Появлению протяженных абразионных уступов и специфических форм рельефа их поверхности способствует наличие разломов земной коры, протягивающихся субпараллельно береговой линии

и геологическое строение архипелага. Для последнего характерно широкое развитие метаморфических пород палеозойского возраста, образующих переслаивающиеся толщи различного петрографического состава и различной плотности. При обнажении их в абразионном уступе различные скорости разрушения этих пород приводят к появлению характерного микрорельефа зеркала клифа.

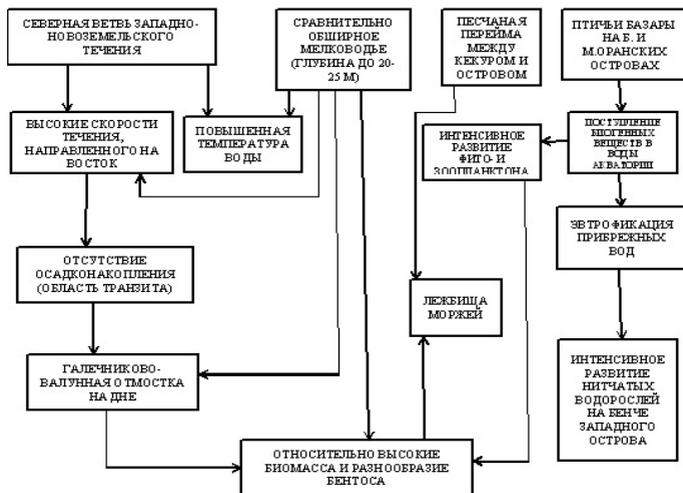
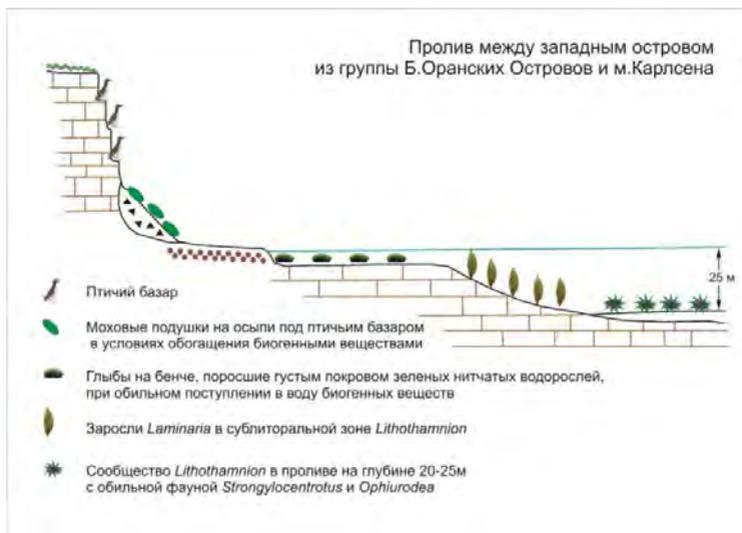


Рисунок. Пример ландшафтного профиля и взаимодействия природных компонентов в проливе между Б.Оранскими островами и м.Карлсена

Существует еще одно условие появления птичьего базара. Это наличие халистатических областей в прибрежных водах, т.е. областей значительного замедления прибрежных течений. Их наличие способствует задержке разноса экскрементов вдоль берега и выноса в пелагиаль. Заселение колониальными птицами скал и поступление в прибрежные воды экскрементов резко обогащает их биогенными веществами и приводит к повышению плодородия прибрежных вод. В рассматриваемом случае в проливе у Б.Оранских островов халистатическая область отсутствует. По всей видимости, это желательное, но не обязательное условие.

В заливе Иванова сформирована широкая, до 700 м, морская аккумулятивная терраса, сложенная галечно-гравийным материалом. Формирование этой террасы и пляжа полного профиля высотой до 5 м связано с твердым стоком р.Снежной, впадающей в залив в его восточной части. Высокая волновая энергия в открытом на север заливе, приглубость берега обусловили распространение песчаных осадков до глубин более 18 м, а наличие на поверхности дна грубообломочного материала способствовали относительно высокому разнообразию фитобентоса (34 вида водорослей). До глубин 20–35 м среди водорослей отмечаются представители зообентоса, хотя биопродуктивность здесь невысокая, что связано с низкой температурой воды в заливе. Тонкий осадочный материал с примесью гравия развит на глубине более 30 м. В верхнем слое донных осадков (0-0,1м) отмечена слабовосстановительная среда – $Eh = +112 \div -43$ мВ, $pH = 7.1-7.4$.

Выводной ледник в узком фиордовом заливе Иностранцева образует ледяной берег с присущими ему особенностями. Это и ледовый разнос грубообломочного материала из ледника и опреснение вод залива и высокая мутность воды примерно 12 мг/л («ледниковое молоко») и низкая температура поверхностных вод. С последними двумя связаны высокие скорости седиментации (несколько см/год) и интенсивный вертикальный водообмен. Несмотря на большую глубину залива у края ледника (около -150 м), в придонных водах отмечается окислительная среда ($Eh = +401$ мВ при $pH = 7.74$). Биопродуктивность бентоса, представленного исключительно *Oligochaeta*, низкая.

Следует добавить, что наблюдения за описанными геосистемами проводились в летнее время. В высоких широтах сезонные состояния береговых геосистем резко различаются. Для зимы характерно отсутствие солнечной радиации, низкие температуры, наличие морского льда, сильные ветры, активное морозное выветривание, подготавливающее породы к разрушению абразией; зимняя стратификация в прибрежных водах. Весной увеличивается солнечная радиация; начинается таяние льдов и увеличение биогенов в воде; начинает проявляться волновая деятельность; происходят паводки на реках, а с ними поступление пресной воды в береговую зону,

мощный твердый сток и поступление биогенов с суши; вертикальное перемешивание вод; вспышка фитопланктона; появление птичьих базаров. Начало вегетации на суше. Начальная и юная стадия сукцессии в море, активизация морфолитодинамических процессов. Летом – максимум солнечной радиации при полярном дне, развивается стратификация вод, развивается зоопланктон – зрелая стадия сукцессии, выедание рыбы птицами, мощное поступление биогенов с птичьих базаров, активные морфолитодинамические процессы. Осенью сокращается суммарная солнечная радиация, понижается температура прибрежных вод, исчезает стратификация, происходит осенняя вспышка фитопланктона, уменьшается количество биогенов в воде, увеличивается активизация береговых процессов при осенних штормах до появления припая, появление ледового покрова, сосредоточивание жизни в припайных полыньях.

Выводы

1. Выделены основные природные компоненты, определяющие структурно-функциональные особенности прибрежно-морских геосистем на изученных участках северного побережья Новой Земли.
2. Для каждого ключевого участка составлены ландшафтные профили и предложены понятийные модели взаимодействия природных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюков Д.Д. Птичьи базары как компонент прибрежно-морской экосистемы Новой Земли // Территориальные системы природопользования. Анализ и синтез». М.: Геогр. ф-тет МГУ, 2002.
2. Калякин В.Н. Фауна птиц и млекопитающих Новоземельского региона и оценка ее состояния // Тр. МАКЭ. Новая Земля. 1993. Вып. III. Т. 2.
3. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
4. Успенский С.М. Птичьи базары Новой Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

On key areas of the North Island of Novaya Zemlya, coastal structures and the natural characteristics of coastal waters were studied. The complex nature of their interaction, the high geographical diversity of coastal-marine geosystems are shown.

Бочкарев А.В., Матвеева Т.В., Гусев Е.А., Гладыш В.А.
(ФГБУ ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: bochkarev_alex@inbox.ru)

Геотермические измерения в море Лаптевых в ходе рейса НИС «Иван Петров» в 2018 году

Bochkarev A.V., Matveeva T.V., Gusev E.A., Gladyshev V.A.
(FSBI VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

Geothermal measurements in the Laptev Sea during the cruise R/V “Ivan Petrov” in 2018

Ключевые слова: геотермические измерения, тепловой поток, море Лаптевых

В ходе рейса НИС «Иван Петров» в 2018 г. в западной части моря Лаптевых проведены измерения глубинного теплового потока зондовым методом. Проведенные геотермические исследования свидетельствуют о тепловом потоке в западной части моря Лаптевых в 69 мВт/м^2 .

Геотермические исследования являются одним из важных методов изучения земной коры. Результаты этих исследований необходимы как при построении геотектонических моделей, так и при определении глубин температурных интервалов катагенетического преобразования ОБ при поисках углеводородов, и расчете границ зоны стабильности газовых гидратов. Однако в море Лаптевых на сегодняшний день имеются лишь единичные измерения теплового потока, расположенные на континентальном склоне на границе с котловиной Амундсена [1].

В ходе рейса НИС «Иван Петров» в 2018 г., во время геолого-съёмочных работ в западной части моря Лаптевых, нами проведены геотермические исследования зондовым методом. Работы производились на профиле из 3 станций, расположенном вкрест простирания желоба Старокадомского. Глубина моря на участке работ составляет от 213 до 267 м. На станциях 1852 и 1853 для повышения надежности результатов произведено по три измерения. Таким образом, в 7 точках наблюдений определены значения термоградиента, в двух точках наблюдений измерена теплопроводность осадков *in situ*. Кроме того, на всех станциях получены температурные профили водной толщи.

Измерения проведены с помощью морского погружного термозонда Геотерм, производства НПП «Ленарк» с разрешающей способностью измерения термоградиента $0,001 \text{ К}^\circ/\text{метр}$. Измерительная часть прибора представляет собой комплекс из 6 высокоточных датчиков температуры длиной 20 см, расположенных на расстоянии 30 см друг от друга и одного датчика теплопроводности длиной 50 см, расположенного в нижней части зонда. Измерительная база прибора составляет 2,5 м. Однако, вследствие

разгерметизации верхнего датчика при проникновении в грунт, его показания были исключены при расчете температурного градиента. Таким образом, в качестве измерительной базы зонда для расчета температурного градиента был использован диапазон от 0,5 до 2,5 метров, расположенный в нижней части зонда. Полученные данные приведены ниже.

Результаты измерений теплового потока
в западной части моря Лаптевых

Точка набл.	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, м	Термо- гради- ент МК/м	Тепловой поток, мВт/ м ²
1851-1	77°40'14,5''	108°20'53,9''	213,8	104	107
1852-1	77°47'03,2''	108°19'38,5''	250,9	57	59
1852-2	77°47'04,5''	108°19'24,7''	251,5	66	68
1852-3	77°47'07,5''	108°19'14,6''	251,1	65	67
1853-1	77°53'32,0''	108°20'57,3''	267,6	80	82
1853-2	77°53'39,0''	108°20'53,7''	266,9	68	70
1853-3	77°53'51,9''	108°21'04,8''	267,8	68	69

Значения теплопроводности осадков, измеренные *in situ* в точках наблюдения 1851-1 и 1852-3, составили 1,026 и 1,025 Вт/(м*К) соответственно. Тепловой поток на станциях 1852 и 1853 рассчитан исходя из значения теплопроводности полученного в точке 1852-3.

Особняком стоит наблюдаемое на станции 1851 значение теплового потока в 107 мВт/м², что объясняется нестационарностью теплового поля в точке измерения, вызванную влиянием придонных вод. Температурный профиль водной толщи на станции 1851, в отличие от других профилей, указывает на непосредственную близость холодной водной массы моря, отделяемую узким (около 15 м) относительно теплым слоем воды (Рисунок).

Воздействие холодных водных масс вызвало понижение температуры дна на 0,5 градуса. В свою очередь, возникшее возмущение приповерхностного теплового поля могло повлиять на определение теплового потока зондовым методом. В отсутствие данных о длительности и амплитуде теплового воздействия придонных вод, и невозможности внести соответствующие корректировки, следует признать полученное значение теплового потока на станции 1851 некондиционным.

Таким образом, в результате проведенных геотермических исследований получены данные о тепловом потоке на двух станциях, расположенных в западной части моря Лаптевых. Среднее значение измеренного теплового потока составило – 69 мВт/м².

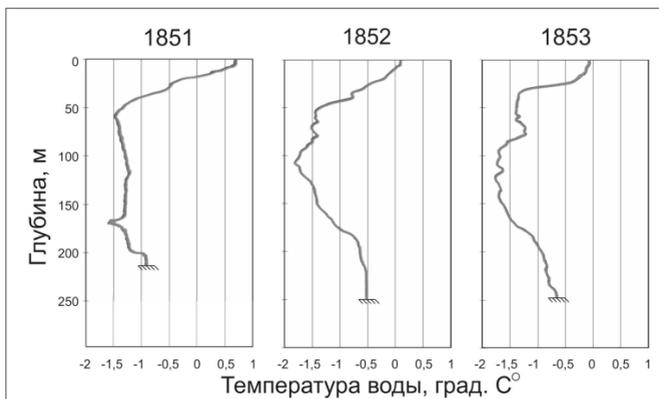


Рисунок. Температурные профили на 3 станциях

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: structural pattern and heat flow // *Geophysical Journal International*. 2003. V. 152 (3). P. 688–698.

Heat flow measurements were carried out during RV Ivan Petrov cruise in the western part of Laptev Sea. Normal heat flow values (69 mW/m^2), measured in the western part of Laptev Sea.

Волков В.Г., Гуленко Т.А., Лопаников Е.А., Астахов А.С.

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

Использование коре-сканера на основе мобильного рентгенофлуоресцентного анализатора для экспресс-анализа химического состава влажных осадков в экспедиционных и лабораторных условиях

Volkov V.G., Gulenko T.A., Lopanikov E.A., Astakhov A.S.

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

Use core-scanner based at mobile X-ray fluorescence Analyzer for express analysis of the wet sediment chemistry in laboratory and expeditions.

Ключевые слова: донные осадки, рентгенофлуоресценный анализ, сканирование

Предложено техническое решение позволяющее сканирование химического состава колонок донных осадков находящихся во влажном состоянии, которое может эффективно использоваться в экспедициях на научно-исследовательских судах.

В последние годы широкое распространение получили рентгенофлуоресцентные коре-сканеры [1, 2] или другие установки [3] для автоматического сканирования химического состава кернов в миллиметровых или субмиллиметровых интервалах. Результаты таких измерений широко используются в нефтепоисковой геологии и при решении ряда научных и прикладных задач связанных с литостратиграфической корреляцией отложений, выявлением и изучением тонкой слоистости, при геоэкологических построениях. Большинство таких установок предназначено для изучения кернов твердых пород или высушенных осадков [1, 2], а также искусственных твердых препаратов, изготовленных из влажных осадков [3]. Тем не менее, имеется потребность экспресс сканирования кернов морских отложений, находящихся во влажном состоянии, особенно, при первичном документировании их на борту судна.

Для этих целей в ТОИ ДВО РАН разработана и создана сканирующая установка на базе портативного XRF анализатор DELTA Professional mod:2000. DELTA Professional является одним из лучших решений OLYMPUS в серии DELTA. Прибор обеспечивает оптимальную скорость анализа, хорошие пределы обнаружения и диапазон определяемых элементов.

Для осуществления непрерывной серии XRF измерений элементов в кернах морских отложений была разработана стационарная установка с использованием DPO-2000 (используется кремневый дрейфовый детектор).

Так как количество измерений в одном цикле увеличилось, стационарные перезаряжаемые литий-ионные аккумуляторы были заменены на специальный переходник в виде аккумуляторной батареи для питания анализатора от сети переменного тока.

Сама установка в процессе измерения керна показана на фотографии (рис. 1). Каркас и поддон для установки керна изготовлены из нержавеющей стали. Поддон, по отношению к прибору, может перемещаться в горизонтальной плоскости по специальным пазам. Поддон изготовлен под размер керна длиной 1300 mm. КERN устанавливается стационарно и неподвижно. Регистрирующая часть перемещается по отношению к керну в горизонтальной и вертикальной плоскостях. В качестве электромеханики движущихся частей установки использованы два шаговых двигателя: в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Возможности шагового двигателя в горизонтальной плоскости позволяют задавать шаг измерения начиная от 0.1 mm. Вертикальный двигатель обеспечивает силу нажатия на керн. При проведении экспресс анализов, эмпирически определили шаг измерения для данного типа прибора – 3 mm.



Рисунок 1. Общий вид сканирующей установки в процессе измерения

Опытная эксплуатация установки показала, что при выбранном шаге сканирования и режиме измерений изучение метрового керна занимает 4–6 час. Определяются с паспортной точностью содержания основных (Si, Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe, P) и редких (S, As, V, Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Zn, Cu, Nb, Co, Ni, Pb) элементов. Для устранения влияния водонасыщенности осадков на точность определения содержаний использовалась корректировка по величине объемной влажности. Более корректными и менее трудоемким представляется использование нормирования по алюминию (отношение

содержания элемента к содержанию алюминия), которое часто используется для выявления источников вещества и других реконструкций по глинистым осадкам [4, 5]. Вместо алюминия может использоваться рубидий характерный элемент глинистых минералов не накапливающийся в биогенном материале и хорошо определяемый различными рентгенофлуоресцентными методами. В некоторых случаях нормирование по рубидию используется для специальных палеореконовструкций [6]. На рисунках 2 и 3 приведены примеры использования результатов сканирования для выявления слоистости.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60104).

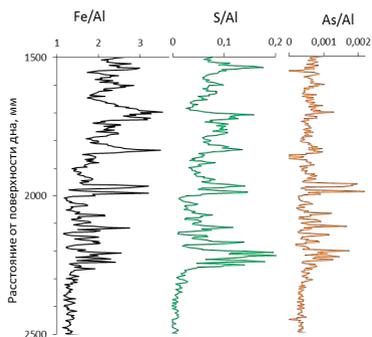


Рисунок 2. Пример регистрации тонкой слоистости в озерно-флювиальных и эстуариевых осадках с использованием рентгенофлуоресцентного сканирования с шагом 3 мм. Нижняя часть колонки из центральной части губы Буор-Хая моря Лаптевых. Слоистость обусловлена наличием прослоев обогащенных растительным детритом частично замещенным сульфидами (арсенидами) железа.

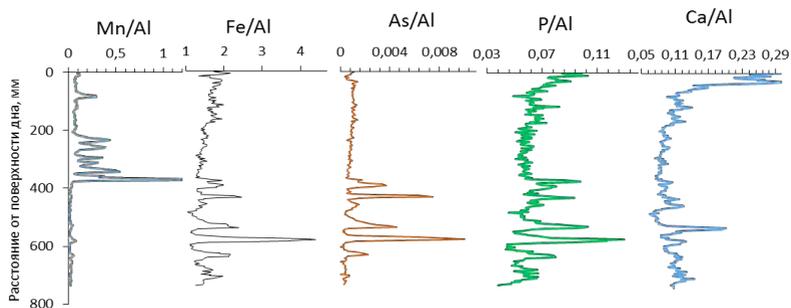


Рисунок 3. Пример регистрации тонкой слоистости в отложениях материкового склона моря Лаптевых обусловленной быстрой изменчивостью физико-химических условий промежуточных атлантических вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Croudace I.W., Rothwell R. G. (Eds). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences.* (book series *Developments in Paleoenvironmental Research*, V. 17). Springer Dordrecht Heidelberg New York London. DOI 10.1007/978-94-017-9849-5
2. Löwemark L. et al. Practical guidelines and recent advances in the Itrax XRF core-scanning procedure. *Quaternary International*, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.044>
3. Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В. Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН // *Известия РАН. Серия физическая*. 2013. Т. 77. № 2. С. 204–206.
4. McKay J.L., Pedersen T.F. The accumulation of silver in marine sediments: A link to biogenic Ba and marine productivity // *Global Biogeochem. Cycles*. 2008. V. 22. GB4010. doi:10.1029/2007GB003136.
5. 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. P. 190–201. doi:10.5670/oceanog.2015.65
6. Astakhov A.S. et al. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: Geochemical proxy compared with observed data. *Quaternary International*, Available online 13.05.2019. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.009>.

The technical solution has been proposed allowing the scanning of the chemical composition of sediment cores in a wet state, which can be used effectively in expeditions on research vessels.

Гершелис Е.В.¹, Рубан А.С.¹, Дударев О.В.²,

Семилетов И.П.^{1,2}

(¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail: elenapanova@tpu.ru; ²Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН; г. Владивосток)

Некоторые особенности седиментации и распределения органического вещества в донных осадках моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря

Gershelis E.V.¹, Ruban A.S.¹, Dudarev O.V.², Semiletov I.P.^{1,2}

(¹National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk; ²Pacific Oceanological Institute Far East Branch of RAS, Vladivostok)

Sediment grain size and organic matter distribution in surface sediments of Laptev Sea and East Siberian Sea

Ключевые слова: гранулометрический состав, органический углерод, седиментация, гидродинамическая популяция

Приведены результаты исследования некоторых литологических и геохимических особенностей донных осадков в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море; выявлена взаимосвязь с содержанием в них органического углерода и его изотопным составом. Данные гранулометрического анализа обработаны с помощью статистического анализа с выделением отдельных гидродинамических популяций на основе различных способов переноса материала. На исследуемой акватории преобладает тип устойчивой подледной седиментации с аккумуляцией преимущественно дисперсных осадков, переносимых во взвешенном состоянии; перекачивание как гидродинамическая популяция практически отсутствует. Данные изотопного анализа вкупе с параметром абсолютных масс $C_{\text{орг}}$ демонстрирует равномерное замещение терригенного материала морским автохтонным по мере удаления от берега.

Постепенное разрушение арктической вечной мерзлоты провоцирует высвобождение значительных объемов органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и вовлечение их в современный биогеохимический цикл. Изучение органического вещества (ОВ) современных донных осадков, аккумулирующего гетерогенные сигналы различных процессов транспорта и трансформации углерода, вкупе с исследованием литологических характеристик вмещающих отложений, позволяет уточнить уникальные региональные особенности седиментации в шельфовых морях Восточной Арктики.

Фактический материал исследования получен в морских международных экспедициях 2008 и 2014 гг. Данные по литологическим характеристикам осадков, общему содержанию и изотопному составу органического углерода автором представлены для 83 станций (рисунок). Для отбора

образцов поверхностных осадков использовались дночерпатель van Veen и гравитационный пробоотборник GEMAX (трубка Plexiglas, диаметр 90 мм). Исследуемый горизонт 0–5 см.

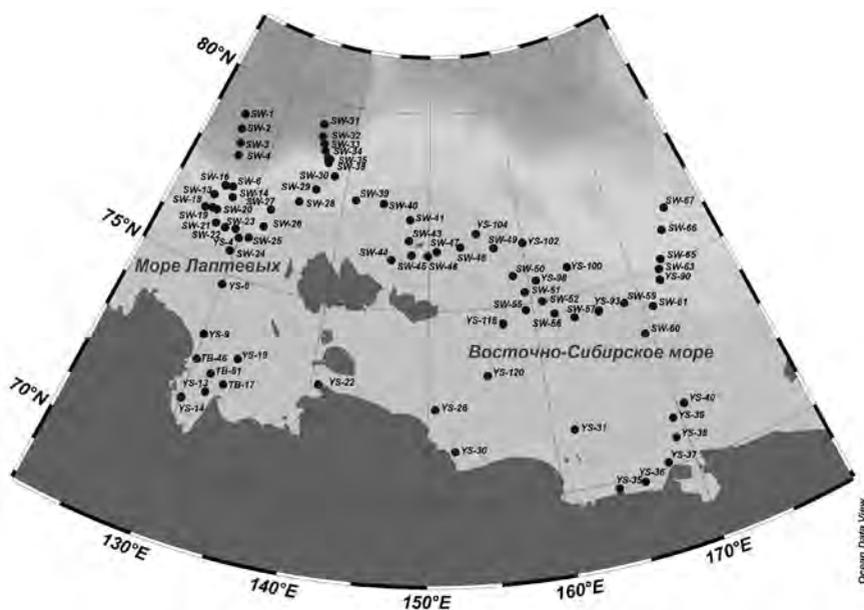


Рисунок. Расположение станций отбора проб

Предыдущие исследования литологии донных осадков на Восточно-Сибирском арктическом шельфе также отмечали повсеместное преобладание дисперсных осадков на шельфе Восточно-Сибирского моря, обусловленное особенностями рельефа и спецификой материала, поставляемого из терригенной области сноса [1, 2]. Море Лаптевых при этом характеризуется более разнообразным гранулометрическим составом донных осадков: в восточной части в определении состава донных осадков значительную роль играет абразия берегового ледового комплекса - четвертичных отложений Приморской низменности и Новосибирских островов, где прибрежные породы разрушаются в процессе термоабразии и волнового воздействия.

Проведенное исследование отмечает повсеместное сохранение выдержанности дисперсной структуры донных осадков в море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море, что свидетельствует об устойчивой «подледной» обстановке осадконакопления [3]. Зоны наиболее тонкозернистых осадков здесь формируются под влиянием устойчивого гравитационного осаднения дисперсных частиц вне зоны действия

волновых процессов, в стабильных условиях подо льдом. В результате статистического анализа гранулометрических данных, проведенного по методу Вишера [4], установлено, что доминирующим способом переноса частиц на изучаемой акватории является транспортировка во взвешенном состоянии как внешнем, так и на внутреннем шельфе. Отметим, что в работе зарубежных исследователей [5] также приводятся данные о том, что наиболее крупнозернистая фракция осадков осажается в прибрежной части в результате гидродинамической сортировки, а мелкодисперсные частицы являются основными агентами переноса ОВ на шельфе морей Восточной Арктики, что согласуется с полученными нами данными.

Тем не менее, при установленном общем доминировании мелкодисперсной фракции на внешнем шельфе выделяются области с песчанистыми осадками (>63 мкм). Такие исключения составляет область к северу от Новосибирских островов на границе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря; а также в западной части моря Лаптевых. Также разнородный гранулометрический состав отмечается и в заливе Буор-Хая, что является следствием действия различных литодинамических обстановок: эрозионно-аккумулятивной террасы и аккумулятивной ее подножья. В данных районах преобладает сальтационный тип переноса. Отметим также, что гранулометрический состав осадков на изучаемой территории в целом отличается характерным распределением при нанесении на логвероятностную шкалу: в большинстве образцов обращает на себя внимание развитие лишь двух популяций – сальтации и переноса во взвешенном состоянии. При этом перекачивание как гидродинамическая популяция для рассматриваемых осадков вовсе отсутствует.

Сохранность органического вещества в осадках контролируется целым рядом факторов. Одним из наиболее широко применяемых методов для изучения механизмов «загрузки» осадков ОВ является определение отношения количества органического материала к их физическим характеристикам. Так, отношение общего содержания $C_{\text{орг}}$ к удельной площади поверхности $S_{\text{уд}}$ является параметром, позволяющим установить концентрацию $C_{\text{орг}}$ на единицу площади поверхности частицы, или, другими словами, оценить абсолютную массу $C_{\text{орг}}$ в осадках [5–7].

Значения абсолютных масс $C_{\text{орг}}$ устойчиво коррелируют с гранулометрическими характеристиками осадков. Применительно к нашему региону, на большей части акватории значения коэффициента изменяются в пределах, типичных для континентальных склонов (0,3–0,7 мг $C_{\text{орг}}$ /м²). Наиболее низкие коэффициенты отмечаются на глубоководных станциях, при этом в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря и в центральной части моря Лаптевых наблюдается некоторое увеличение коэффициента, что можно объяснить повышенным содержанием $C_{\text{орг}}$

вследствие влияния высокопродуктивных тихоокеанских вод, и низким значением $S_{уд}$, обусловленным вымыванием легкой фракции осадков пузырьковым потоком, соответственно. На внутреннем шельфе, в районе авандельты реки Лены, отмечается резкое возрастание абсолютной массы $C_{орг}$ содержащегося в осадках, до $2,2 \text{ мг } C_{орг}/\text{м}^2$. Этот район характеризуется разнородным литологическим составом, обусловленным действием различных литодинамических обстановок.

Для уточнения вклада различных источников в состав органического углерода донных осадков на территории шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского был оценен его изотопный состав ($\delta^{13}C_{орг}$). С учетом опубликованных данных значения в исследуемом регионе варьировались в пределах $-27,4\%$ и $-20,85\%$, демонстрируя ожидаемый тренд обогащения стабильным изотопом углерода по мере удаления от береговой линии и увеличения влияния автохтонной – морской – компоненты органического вещества. В восточной части региона, на внешнем шельфе Восточно-Сибирского моря, наблюдается заметно более интенсивное «утяжеление» изотопного состава углерода, что может объясняться прямым влиянием тихоокеанских вод [9, 10].

Сравнение данных по изотопному составу $C_{орг}$ и его концентрации в осадках в пересчете на удельную площадь их поверхности позволяет отметить тенденцию относительно равномерного замещения наземного $C_{орг}$ морским веществом с увеличением расстояния от берега: величина $C_{орг}/S_{уд}$ для исследованных образцов меняется в небольших пределах, тогда как доля тяжелого изотопа в составе $C_{орг}$ значительно увеличивается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-35-00572 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н.. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития // М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
2. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб: ВНИИОкеанология, 1999. 286 с.
3. Панова Е.В. и др. Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории Восточно-Сибирского шельфа // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 8. С. 94–105.
4. Visher G.S. Grain Size Distributions and Depositional Processes. SEPM // Journal of Sedimentary Research. 1969. V. 39(3). P. 1074–1106. <https://doi.org/10.1306/74D71D9D-2B21-11D7-8648000102C1865D>

5. Tesi T., Semiletov I., Dudarev O., Andersson A., Gustafsson Ö. Matrix association effects on hydrodynamic sorting and degradation of terrestrial organic matter during cross-shelf transport in the Laptev and East Siberian shelf seas // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016. V. 121(3). P. 731–752.
6. Hedges J.I., Keil R.G. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis // *Marine Chemistry*. 1995. V. 49. P. 81–115.
7. Blair N.E., Aller R.C. The fate of terrestrial organic carbon in the marine environment // *Annual Review of Marine Science*. 2012. V. 4. P. 401–423.
8. Mayer L.M. Surface-area control of organic-carbon accumulation in continental-shelf sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 1271–1284.
9. Semiletov I. et al. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32 (10). L10614.
10. Anderson L.G., Bjork G., Jutterstrom S. et al. East Siberian Sea, an Arctic region of very high biogeochemical activity // *Biogeosciences*. 2011. V. 8(6). P. 1745–1754.

Lithological and geochemical studies of bottom sediments across the East Siberian Arctic shelf (ESAS) were performed. Granulometric analysis data analysis revealed specific hydrodynamic populations for the studied sediments. Stable under-ice sedimentation with suspension as a dominating transport mode prevails across the study area; traction as a hydrodynamic population is practically absent. Comparison of $\delta^{13}\text{C}$ signatures and carbon loadings values unraveled the processes of general net loss of terrigenous organic carbon and its replacement with marine organic matter across the entire ESAS.

Гусев Е.А.¹, Крылов А.А.^{1,2}, Максимов Ф.Е.², Петров А.Ю.², Яржембовский Я.Д.¹, Бочкарев А.В.¹, Новихина Е.С.¹, Литвиненко И.В.^{1,2}, Семенов П.Б.¹, Сухоплюева А.С.¹, Малышев С.А.¹, Крылов А.В.³, Казарезов Д.А.¹, Шпильхаген Р.⁴

¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru;

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург; ³ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург; ⁴ИФМ-ГЕОМАР, г. Киль, Германия)

Скорости голоценовой седиментации во внешней части шельфа морей Лаптевых и Карского

Gusev E.A.¹, Krylov A.A.^{1,2}, Maksimov F.E.², Petrov A.Yu.², Yarzhembovsky Ya.D.¹, Bochkarev A.V.¹, Novikhina E.S.¹, Litvinenko I.V.^{1,2}, Semenov P.B.¹, Suhoplyueva A.S.¹, Malyshev S.A.¹, Krylov A.V.³, Kazarezov D.A.¹, Spielhagen R.⁴

¹VNIIOkeangeologia, St.Petersburg; ²Saint-Petersburg State University, St.Petersburg;

³VSEGEI, St.Petersburg; ⁴IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

Holocene sedimentation rates on the outer part of Laptev and Kara sea shelf

Ключевые слова: скорость осадконакопления, радиоуглеродный анализ, бровка шельфа, море Лаптевых, Карское море

Внешняя часть шельфа арктических морей Лаптевых и Карского характеризуется низкими темпами голоценовой седиментации в среднем-позднем голоцене и высокими – в раннем. Раннеголоценовые обстановки были благоприятными для развития бентоса и планктона, в слоях этого возраста часто встречаются раковины морских моллюсков, многочисленны бентосные и планктонные фораминиферы, что может быть связано с влиянием теплых атлантических вод.

Геологосъемочные работы во внешней части шельфа были проведены ВНИИОкеангеология в 2017 г. в Карском море с НИС «Профессор Молчанов» и в 2018 г. в море Лаптевых с НИС «Иван Петров». Проводились сейсмоакустическое профилирование и донный пробоотбор с помощью боксера и грунтовой трубки длиной 3 м. Колонки нескольких наиболее представительных грунтовых трубок опробованы и затем образцы были изучены различными методами. Исследован количественный и видовой состав бентосных и планктонных фораминифер, морских моллюсков и остракод. По раковинам моллюсков выполнен радиоуглеродный анализ методом крупнообъемных проб - в лаборатории СПбГУ, и по микронавескам – в ИФМ-ГЕОМАР (г. Киль, Германия). Всего по северу Карского моря получено 8 датировок, по морю Лаптевых – 14.

Как известно, скорость накопления морских осадков является важной характеристикой, позволяющей количественно оценить объемы осадочного материала, удаленность от областей сноса и маргинальных фильтров, ход колебаний уровня моря, и изменения климатических обстановок [1, 2 и др.]. В Арктических морях самые высокие скорости седиментации зафиксированы в маргинальных фильтрах Карского моря в устьях рек Енисея и Оби [3]. Значительные скорости наблюдаются и в море Лаптевых вблизи дельты Лены [4]. Известно, что во внешней части арктического шельфа, вдали от источников сноса у путей массопереноса мощности морских голоценовых осадков минимальны, впрочем, как и общая мощность рыхлого осадочного чехла. Подобную ситуацию мы наблюдаем и во внешней части шельфа морей Лаптевых и Карского. В разрезе голоценовых осадков наблюдается период усиления темпов седиментации около 9-10 тыс. лет назад, связанный с началом развития голоценовой трансгрессии, распространявшейся со значительным включением вод атлантического происхождения. Для осадков этого временного этапа зафиксирована наиболее значительная продуктивность вод, выражающаяся в увеличении содержания в пробах раковин моллюсков, бентосных фораминифер, диатомей и т.д. Похожая картина для этого же возраста ранее нами была получена для осадков Чукотского шельфа [5].

В целом в осадках севера Карского моря (восточный склон и центральная часть желоба Воронина) раковины моллюсков встречаются крайне редко. Среди отобранных нами моллюсков определены *Astarte montagui* (Dillwyn), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Hemithyris* cf. *psittacea* (Gmelin, 1790), *Mya* sp., *Actinula* sp., *Nuculana* sp. и неопределимые обломки раковин.

Фораминиферы по разрезам колонок распределены неравномерно. В комплексе, накопившемся 8-10 тыс. лет назад, высокое видовое (от 38 до 46) и количественное обилие (от 1562 до 4716 экземпляров) фораминифер большей частью хорошей сохранности. Ядро комплекса состоит из эльфидаид *Retroelphidium atlanticum*, *R. hyalinum* и *R. sp.-juv.* и кассидулинид *Cassidulina subacuta*, *C. reniforme*, *Cassandra teretis* и *Planocassidulina norcrossi*. Доминирующие виды в основном бореально-арктические, аркто-бореальные, эвригалинные. Определены также нониониды *Astrononion gallowayi*, *Cribrononion obscurus*, *Cr. aff. incertus*, *Nonionellina labradorica*, которая предпочитает стеногалинные условия обитания и *Melonis zaandamae*. Кроме выше перечисленных видов, в комплексе постоянно присутствуют *Triloculina trichedra*, достаточно много букцелл родов *Buccella frigida*, *B. troizkyi*, реже *B. inusitata*. Определены хайнезины *Haynesina orbiculare*, *H. asterotuberculata*, *Pirgo williamsoni*, *Cibicides rotundatus* и *C. aff. klenovae*, криброэльфидаиды *Criboelphidium granatum*, *Cr. goesi*, *Cr. subarcticum*,

Stainforthia loeblichii, *Trifarina fluens* и др. Надо отметить, что в данном комплексе в большом количестве присутствуют раковинки бореального вида *Buliminella elegantissima* Orb. и в меньшем количестве - *Fursencoina gracilis*. Агглютинирующие фораминиферы достаточно многочисленны. Это *Reophax curtus*, *Recurvoides* aff. *turbinatus*, *Alveolophragmium* aff. *orbiculatum*, *Trochammina* sp., *Spiroplectammina biformis*, *Ammonium* sp., *Miliammina* sp. Наличие большого количества агглютинирующих фораминифер предполагает глубоководность, низкие температуры вод бассейна их обитания с солёностью близкой к нормально-морской.

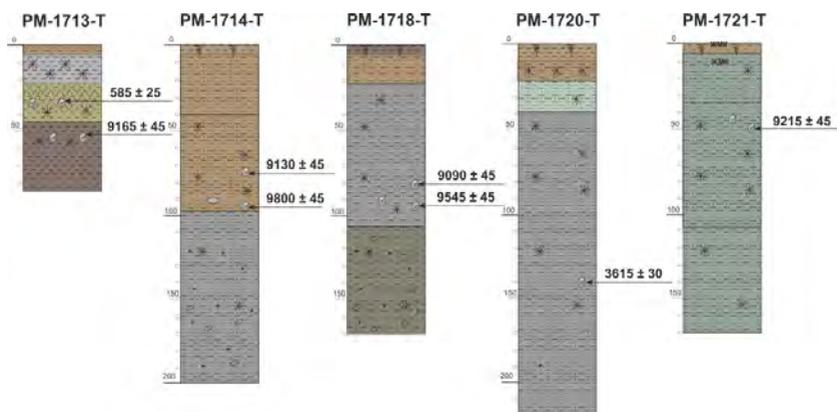


Рисунок. Датированные колонки донных осадков из желоба Воронина (Карское море)

В море Лаптевых насыщенные органическими остатками прослой, накопившиеся 8–10 тыс. лет назад, во внешней части шельфа, залегают на малой глубине – 18–37 см ниже поверхности морского дна. При этом мощности раннеголоценовых осадков по результатам датирования значительны – слой, накопившийся с 11,975 тыс. лет назад до 9,990 тыс. лет назад имеет мощность 110 см. Перекрывающий его позднеголоценовый слой имеет мощность всего 37 см. Очевидно, в среднем голоцене имел место эпизод размыва морского дна, связанный с изменением уровня моря, либо с гидрологическими изменениями условий седиментации.

В осадках севера моря Лаптевых (район бровки континентального шельфа) раковины моллюсков встречаются гораздо чаще, чем на севере Карского моря. Среди отобранных нами моллюсков определены *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), *Nuculana minuta* (Mull.), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Natica clausa* (Broderip et Sowerby, 1824), *Margarites groenlandicus* (Gmelin, 1791), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Buccinum cyaneum* Bruguiere, 1789, *Bathyarca glacialis* (Gray,

1824), *Actinula groenlandica* (Sowerby, 1842), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Neptunea heros* Gray, 1850, и неопределимые обломки раковин.

Полученные нами данные несколько отличаются от результатов массового датирования колонок донных осадков, отобранных с ледокола Polarstern во внешней части шельфа моря Лаптевых и на континентальном склоне. Колонки Polarstern отбирались по данным профилографа parasound в местах наибольшей мощности верхнего слоя донных осадков для получения высокоразрешающих данных по палеогеографии [6].

Работа выполнена по Государственному заданию ФГБУ «ВНИИОкеангеология», а также при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-60004). Обработка проб проводилась в российско-германской лаборатории им. О. Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в ледовой зоне седиментации за последние 130 тыс. лет // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 1. С. 74–86.
3. Лисицын А.П., Купцов В.М. Потоки осадочного вещества и углерода в маргинальном фильтре Енисея и в Карском море // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 593–604.
4. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
5. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Дервянко Л.Г. и др. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 505–517.
6. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.

The outer part of Laptev and Kara seas shelf is characterized by low rates of Holocene sedimentation in the middle-late Holocene and high rates in the early. Early Holocene conditions were favorable for the development of benthos and plankton, shells of marine mollusks are often found in the layers of this age, benthic and planktonic foraminifera are numerous, which may be due to the influence of warm Atlantic waters.

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

**О связи особенности распределения бентосных
фораминифер с физико-химическими свойствами донных
осадков в северной части моря Лаптевых**

Domanov M.M., Khusid T.A., Gagarin V.I., Bukhanov M.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**On the relationship between the distribution features of benthic
foraminifera and the physicochemical properties of bottom
sediments in the northern part of the Laptev Sea**

Ключевые слова: осадочное вещество, радионуклиды фораминиферы, море Лаптевых

В северной части моря Лаптевых в районе континентального склона рассмотрена связь между физико-химическими свойствами донных осадков их радиоактивностью и структурой сообщества фораминифер в поверхностном слое (0–5 см) осадков.

Исследования выполнены в 72 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе-сентябре 2018 г. (рисунок)

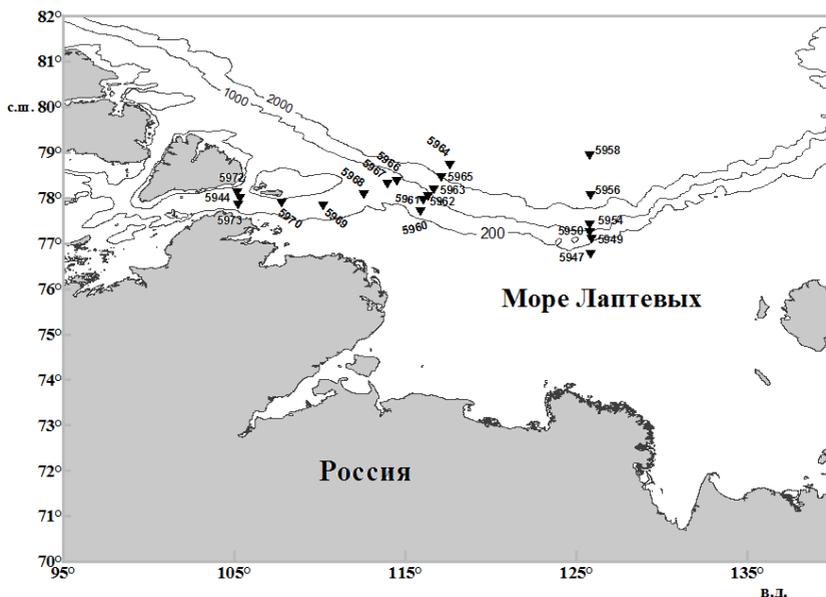


Рисунок. Карта района работ и расположение станций

Зона радиоактивного загрязнения осадков в северной части моря Лаптевых образовалась в основном в результате поступления ^{137}Cs в морскую среду со стоком рек, абляции покровных ледников островов, подвергшихся интенсивному радиоактивному загрязнению в период проведения ядерных испытаний и продолжающимися глобальными выпадениями. Концентрация ^{137}Cs в донных осадках исследованного района варьирует в пределах 1–4.8 Бк/кг. Содержание естественных радионуклидов ^{226}Ra и ^{232}Th изменялась в интервале 17–69 и 23–37 Бк/кг, соответственно. Концентрационное отношение $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ близко к величине сланцевого стандарта. Отсутствие выраженной связи концентрации ^{226}Ra с содержанием органического углерода указывает на незначительную роль биогенной седиментации на накопление ^{226}Ra в осадке непосредственно на континентальном склоне в северной части моря. Более существенной составляющей является перенос абсорбированного взвесью ^{226}Ra и ^{137}Cs из южной части моря. Корреляция ^{137}Cs с глубиной на разрезе через континентальный склон (ст. 5960–5965) подтверждает такой механизм формирования поля радиоактивности в северной части моря. Видовое разнообразие бентосных фораминифер в море Лаптевых не отличается разнообразием, в пробе обычно встречается на шельфе – от 6 до 14 видов, на континентальном склоне число снижается до 2–8, а на глубине абиссали – 1–2 вида. На малых глубинах в проливе Вилькицкого прослеживается связь концентрации ^{226}Ra и обилия доминирующих видов фораминифер с пелитовой фракцией осадка. При этом для видов, предпочтительно обитающих в пелитовых осадках, наблюдается прямая корреляция с фракцией менее 50 мк (*A. glomerata*), а для видов, обитающих в более крупнодисперсных осадках (*R. scorpiurus*, *G. subglobosa*) – отрицательная. Связь содержания органического углерода с концентрацией ^{226}Ra и ^{137}Cs , а также с обилием фораминифер в целом явно не выражена и имеет более сложный вид, обусловленный комплексом факторов определяющих условия обитания организмов. Обнаруженная связь числа видов и *A. glomerata* с концентрацией ^{226}Ra обусловлена тем, что и концентрация ^{226}Ra и обилие *A. glomerata*, а также число видов коррелируют с величиной доли фракции пилита >50 мк. Для выявления роли каждой из этих связей необходимы дополнительные исследования.

In the northern part of the Laptev Sea near the continental slope, the relationship between the physicochemical properties of bottom sediments and their radioactivity and the structure of the foraminifera community in the surface layer (0–5 cm) of sediments is considered.

Захаров В.Г.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: zakharov_vg@mail.ru)

Особенности динамики морских льдов Северного Ледовитого океана и Сибирских арктических вод в зависимости от изменений стратосферного аэрозоля (XIX-начало XXI вв.)

Zakharov V.G.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Peculiarities of dynamics of sea ice of the Arctic Ocean and Siberian Arctic waters depending in changes of stratospheric aerosol (XIX-beginning of XXI centuries)

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, динамика льдов, Сибирские арктические воды, элементарный циркуляционный механизм

В течение пяти циркуляционных эпох Северного полушария XIX–XXI вв. соотношение и тенденции изменений стратосферного аэрозоля, морских льдов различных арктических районов, скорости вращения Земли и температуры воздуха носили схожий характер в границах однотипных циркуляционных эпох. Это отчетливо проявилось на протяжении трех меридиональных и двух зональных эпох атмосферной циркуляции.

Взаимосвязи колебаний скорости вращения Земли (СВЗ), льдов, температур воздуха и циркуляции атмосферы Северного полушария с изменениями стратосферного аэрозоля вулканических извержений XIX–XXI вв. были рассмотрены ранее в [4].

В основу работы были положены сведения об 11-ти наиболее крупных вулканических извержениях 1850–1990 гг., а также вычисленных для них полушарных и глобальных оптических толщинах стратосферного аэрозоля (СА). Анализировались извержения вулканов: Котопахи (Эквадор, 1864 г.); Кракатау (Индонезия, 1883 г.); группа нескольких вулканов (около 1885 г.); Санта Мария (Гватемала, 1902 г.); Катмай (Аляска, 1912 г.); Агунг (Индонезия, 1963 г.); Аву (Индонезия, 1966 г.); Фернандина (Галапагосские о-ва, 1968 г.); Эль-Чичон (Мексика, 1982 г.); Пинатубо (Филиппины, 1991 г.) [8].

Эти сведения были сопоставлены с элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) пяти циркуляционных эпох Северного полушария по [5], изменениями льдов и ледников [1-3], а также с концентрацией в атмосфере сульфатного аэрозоля SO_4^{2-} в зависимости от вариаций СВЗ и глобальных температур воздуха [3, 5, 7, 10].

На рис. 1 представлены указанные сопоставления, с учетом динамики льдов Сибирских арктических вод (СВА). В Сибирских морях (от Карского до Чукотского) проходит Северный морской путь – область особых интересов России в Арктике.

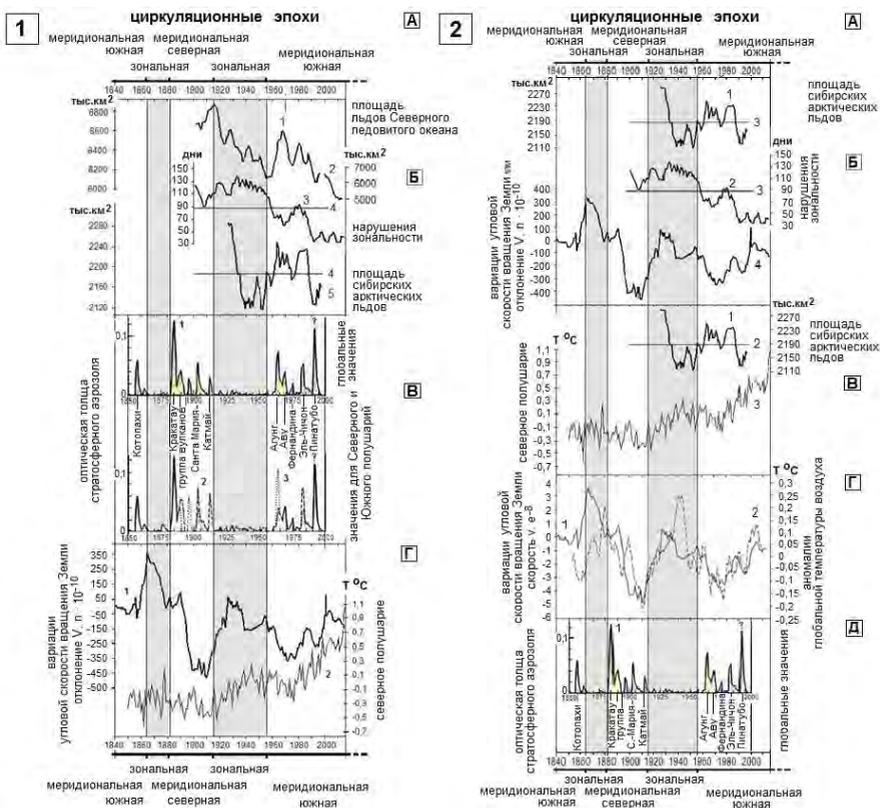


Рисунок 1. Изменения стратосферного аэрозоля крупных вулканических извержений и динамика льдов Северного Ледовитого океана и Сибирских морей в циркуляционные эпохи Северного полушария (XIX–XXI вв.)

1.1. Вулканические извержения и стратосферный аэрозоль (1850–1990 гг.) в условиях вариаций скорости вращения Земли, динамики ледовых, климатических и атмосферных процессов Северного полушария

А. Границы циркуляционных эпох: 1835–1863, 1864–1882, 1883–1915, 1916–1956, 1957–2000-е гг. [5].

Б. 1 – изменения площади льдов Северного Ледовитого океана в 1900–1996 гг. (тыс. км²) [2], 2 – площади льдов в 1981–2010 гг. по данным NSIDC (http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html), 5-летние скользящие средние; 3 – продолжительность действия элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) группы нарушения зональности в днях [5], 4 – средние значения циркуляционных и ледовых характеристик; 5 – изменения площади льдов в Сибирских арктических водах [1, 2], 5-летние скользящие средние.

- В. Расчётные оптические толщины стратосферного аэрозоля вулканических извержений (при $\lambda = 0.55$ мкм). 1 – глобальные значения, 2 – Северное полушарие, 3 – Южное полушарие [8].
- Г. 1 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение $V. n 10^{-10}$) [7]; 2 – аномалии температур воздуха Северного полушария [6].
- 1.2. Изменения стратосферного аэрозоля вулканических извержений (1850–1990 гг.), скорости вращения Земли, температур воздуха и площади льдов Сибирских арктических вод в циркуляционные эпохи Северного полушария
- А. Границы циркуляционных эпох: 1835–1863, 1864–1882, 1883–1915, 1916–1956, 1957–2000-е гг. [5].
- Б. 1 – изменения площади льдов в Сибирских арктических водах в 1900–1996 гг. (тыс. км²) [1, 2], 5-летние скользящие средние; 2 – продолжительность действия элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) группы нарушения зональности в днях [5]; 3 – средние значения циркуляционных и ледовых характеристик; 4 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение $V. n 10^{-10}$) [7].
- В. 1 – изменения площади льдов в Сибирских арктических водах (тыс. км²) [2], 5-летние скользящие средние; 2 – средние значения изменений площади льдов; 3 – аномалии температур воздуха Северного полушария воздуха [6].
- Г. 1 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение $V. n 10^{-10}$); 2 – скользящие средние за пять лет глобальные аномалии температуры воздуха [7, 9].
- Д. Расчётные оптические толщины стратосферного аэрозоля вулканических извержений (при $\lambda = 0.55$ мкм). 1 – глобальные значения [8].

На рис. 1.1А и 1.2А показаны границы циркуляционных эпох Северного полушария по [5]. В соответствии с ними на рис. 1 серым тоном выделены колонки двух эпох зональной циркуляции 1864–1882 и 1916–1956 гг., в течение которых не наблюдались крупные вулканические извержения (рис. 1,1 В и 1,2 Д). Для анализа изменений в эти эпохи были отобраны ЭЦМ (3–7) с нарушением зональности в одном из секторов Северного полушария. Характеризуются эти ЭЦМ «полукольцом» циклонов вокруг области высокого давления у полюса и двумя-тремя выходами южных циклонов [5].

На рис. 1.1Б сопоставлены изменения площади морских льдов Северного Ледовитого океана (СЛО) (1) и САВ (5) по [2], а также продолжительность действия ЭЦМ с нарушением зональности (2) [4]. При росте продолжительности этих ЭЦМ в период максимумов зональной эпохи 1924–1940 гг., происходило самое заметное для первой половины XX столетия сокращение льдов СЛО и САВ. В это время наблюдались самые высокие для 1850–1990 гг. значения глобальных температур воздуха (рис. 1,2

Г). Коэффициенты корреляции связи льды – ЭЦМ (3–7) составили $-0,70$ для СЛО и $-0,77$ для САВ.

К причинам значительного сокращения арктических льдов в зональную эпоху 1916–1956 гг. необходимо отнести также усиление таяния в связи с самым активным для XIX–XXI вв. зональным переносом воздушных масс вокруг полюса. В результате происходила быстрая смена СА в атмосфере и снижение его оптических толщин (менее $0,01$ мкм). Это увеличивало прозрачность атмосферных слоев при незначительных вулканических извержениях двух зональных эпох 1864–1882 и 1916–1956 гг. (рис. 1,1 Б,В и 1,2 Д).

Из рис. 1.1Г следует: в эпохи зональной циркуляции наблюдался схожий характер заметного возрастания угловой СВЗ и температур воздуха с некоторой контрфазностью их хода. Эта особенность подтверждается рис. 1,2 Г с колебаниями СВЗ и глобальной температуры воздуха. Коэффициент корреляции рассматриваемых характеристик $r = 0.67$ [5].

Из сопоставления рис. 1.1 и 1.2 следует: крупные вулканические извержения совпадали с двумя эпохами меридиональной южной (Мю) циркуляции 1835–1863 и 1957–2000-е гг. (оптические толщины СА, соответственно, $0,06$ и $0,114$ мкм) и меридиональной северной (Мс) 1883–1915 гг. (при СА до $0,126$ мкм). Извержения эпох сопровождалось снижением СВЗ, глобальных температур воздуха и, соответственно, увеличением площади арктических льдов и ледников.

На рассматриваемом отрезке времени 1840–2000-е гг. в меридиональную северную (Мс) эпоху 1883–1916 гг. площади арктических льдов в среднем были больше, а вариации СВЗ и температур воздуха значительно ниже, чем в меридиональную южную (Мю) эпоху 1957–2000-е гг. Это обусловлено отличительными особенностями Мс и Мю ЭЦМ. При Мс ЭЦМ из района полюсного антициклона осуществляются два-четыре холодных арктических вторжения (блокировок) из высоких широт при двух-четырёх прорывах южных циклонов (ЭЦМ 8–12) [6].

Мю ЭЦМ не имеют блокировок. Характеризуются циклоническим вихрем над Арктикой и развитием циклонической деятельности на арктическом фронте с регенерацией на нем приходящих с юга глубоких циклонов [6].

На основании анализа выявленных взаимосвязей заключено: в течение пяти эпох атмосферной циркуляции Северного полушария XIX–XXI вв. соотношение характеристик оптических толщин стратосферного аэрозоля, состояния арктических льдов и ледников, вариаций СВЗ и температур воздуха носило схожий характер в границах однотипных эпох. Это проявилось на протяжении трёх меридиональных и двух зональных циркуляционных эпох.

Установлено: в меридиональные эпохи оптические толщины и концентрации сульфатного СА были значительно выше, чем в зональные.

Однако, взаимосвязи анализируемых характеристик в зональные эпохи 1864–1882 и 1916–1956 гг. проявились наиболее четко.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
2. Захаров В.Ф. Изменение состояния морских арктических льдов // Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 112–135.
3. Захаров В.Г. Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – начало XXI вв.) // Сложные системы. М.: МГУ, 2014. № 4(13). С. 33–45.
4. Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Взаимосвязи изменений стратосферного вулканического аэрозоля с циркуляцией атмосферы Северного полушария, колебаниями арктических льдов, скорости вращения Земли и температур воздуха (XIX-XX вв.) // Проблемы тектоники континентов и океанов: м-лы 51 (LI) Тектонического совещания М.: ГЕОС. 2019. Том 1. С. 215-221.
5. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиздат, 2009. 372 с.
6. Кононова Н.К. Типы глобальной циркуляции атмосферы: результаты мониторинга и ретроспективной оценки за 1899–2017 гг. // Фундаментальная и прикладная климатология. № 3. 2017. С. 108–123.
7. Сидоренков Н.С. Небесно-механические причины изменений погоды и климата // Геофизические процессы и биосфера. 2015. Т. 14. № 3. С. 5–26.
8. Makiko Sato, James E. Hansen, M. Patrick McCormick, James B. Pollack. Stratospheric Aerosol Optical Depths, 1850–1990 // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. N. D12. P. 22987–22994.
9. Sidorenkov N.S., Zhigailo T.S. Geophysical effects of the Earth's monthly motion // Odessa Astronomical Publications. 2013. V. 26. N/2. P. 285–287.
10. Sidorenkov N.S., Ian Wilson. Influence of solar retrograde motion on terrestrial processes // Odessa Astronomical Publications. 2017. V. 30. P. 246–249.

For five of the circulation epochs of Northern Hemisphere XIX–XXI centuries, the ratio and tendencies of changes of stratospheric aerosol, sea ice of different Arctic regions, the Earth's rotation velocity and air temperature were similar within the boundaries of the circulation epochs of the same type. This was clearly manifested during the three meridional and two zonal atmospheric circulation epochs.

Козина Н.В.¹, Тихонова А.В.¹, Насыров А.Х.², Булохов А.В.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,

e-mail: kozina_nina@bk.ru; ²ООО «РН-Сахалиннипиморнефть», г. Южно-Сахалинск)

**Геологические исследования и первые результаты
литолого-геохимических и микропалеонтологических
работ в Северной Атлантике и Баренцевом море в 71-ом
рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2018 г)**

Kozina N.V.¹, Tikhonova A.V.¹, Nasyrov A.Kh², Bulokhov A.V.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²ООО "RN-Sakhalinipimorneft",
Yuzhno-Sakhalinsk)

**Geological studies and the first results of lithology-geochemical
and micropaleontological work of the North Atlantic and the
Barents Sea on the 71th cruise of the RV "Akademik Mstislav
Keldysh" (2018)**

Ключевые слова: Северная Атлантика, Баренцево море, донные осадки, минералогия, микропалеонтология, геохимия

В работе показаны результаты геологических исследований в Северной Атлантике и Баренцевом море по материалам экспедиционных измерений. Были выполнены литолого-минералогические, геохимические и микропалеонтологические экспресс-анализы донных отложений.

Северная Атлантика и арктические моря, в частности Баренцево море, являются важнейшими регионами в географическом, стратегическом и социально-экономическом отношении. Исследование современной седиментационной системы в области взаимодействия Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с применением новых методов и современного аналитического оборудования позволяет проводить реконструкции климатических изменений за последние 200 тыс. кал. лет.

Северная Атлантика является ключевым районом Мирового океана, отвечающим за формирование единой замкнутой системы циркуляции течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов и газов в толще океанских вод [1–3]. Океан аккумулирует долгопериодные сигналы и фиксирует основные события, определяемые глобальными механизмами. Изучение природной среды океанов прошлого дает ключ к пониманию истории современных процессов и таким образом способствует долгосрочному прогнозированию климатических изменений.

Климатические изменения в свою очередь отражаются в характеристиках различных процессов в океане, которые в конечном итоге архивируются в донных отложениях в процессе осадконакопления.

Следует отметить, что Баренцево море – это окраинное море Северного Ледовитого океана, поэтому многие гидрологические и биологические процессы в Баренцевом море находятся под влиянием тёплого Атлантического океана и холодного Северного Ледовитого океана.

Цель данной работы – дать первичную литолого-минералогическую, микропалеонтологическую и геохимическую характеристику донных отложений в области взаимодействия Северной Атлантики и Баренцева моря для дальнейшего установления климатических изменений за последние 200 тыс. кал. л. и выявления основных процессов осадконакопления в ключевых районах формирования климата.

Материалом для исследования послужили донные осадки, отобранные в Северной Атлантике и в Баренцевом море в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2018 г. [4] в рамках проекта РНФ «Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы»: 4 колонки донных осадков, отобранные с помощью ударной грунтовой трубы большого диаметра и пробы донных осадков, отобранные мультикорером и дночерпателем (рис.).

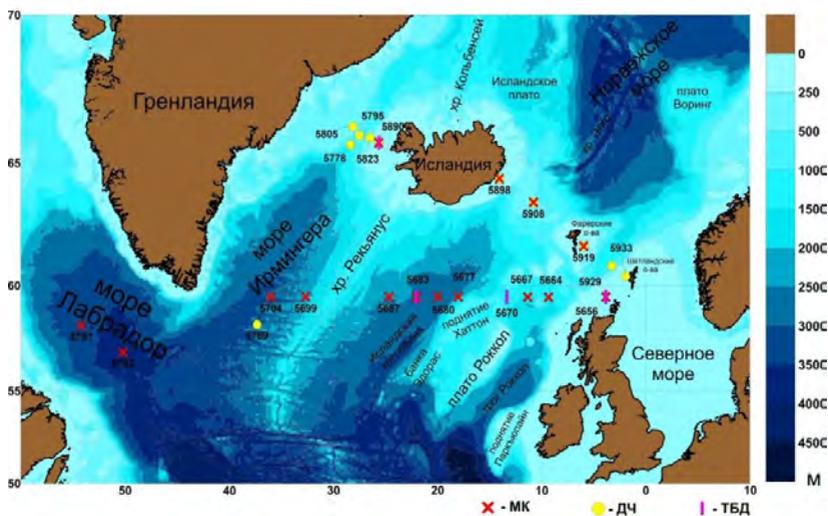


Рисунок. Местоположение станций отбора проб донных осадков в Северной Атлантике ударной грунтовой трубой большого диаметра (ТБД), мультикорером (МК) и дночерпателем (ДЧ) в 71-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2018 г.

На борту судна было выполнено первичное исследование донных осадков экспресс-методами, такими как: определение характеристик яркости и интенсивности цвета по спектрофотометру; определение влажности; определение Ph, Eh характеристик; определение содержания

CaCO₃; измерение магнитной восприимчивости осадка; минералогические исследования и фораминиферовый анализ [5].

В 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2018 г.) были отобраны 4 колонки донных осадков прямооточной ударной трубой большого диаметра (ТБД). Колонки получены с шельфа Великобритании, плато Роккол, Исландской котловины и с западного склона Исландии [5].

Результаты экспресс-анализов колонок, отобранных ударной грунтовой трубой большого диаметра, показали, что осадок, отобранный на шельфе Великобритании (ст. 5656, длина керна 625 см), по комплексу планктонных и бентосных фораминифер представлен голоценовыми отложениями, преимущественно состоящими из карбонатного материала (ракушечный детрит, планктонные и бентосные фораминиферы). Содержание терригенного материала невелико, составляет около 5-15%, и незначительно меняется по колонке. В Датском проливе на западном склоне Исландии (ст. 5890, длина керна 424 см), верхние 43.5 см по комплексу планктонных и бентосных фораминифер представлены голоценовыми отложениями с преобладанием карбонатного биогенного материала. На 43.5 см наблюдается резкая граница увеличения минеральных частиц ледового и айсбергового разноса до 80% и предположительно с этого горизонта начинаются ледниковые отложения с содержанием терригенного материала до 99%. На плато Роккол (ст. 5670, длина керна 406 см) и в Исландской котловине (ст. 5683, длина керна 633 см) донные осадки представлены четким чередованием песчаного, алевроито-пелитового и пелитового материала. Четких границ по комплексам планктонных и бентосных фораминифер не обнаружено, возможно, это связано с тем, что осадок сформирован придонным течением и представляет собой контуритовое осадочное тело.

Кроме того, в ходе экспедиции был произведен отбор проб донных осадков мультикорером и дночерпателем на широтном профиле (59°30' с.ш.) Северной Атлантики, в Датском проливе, а также на Фареро-Шетландском и Фареро-Исландском порогах, в море Лабрадор, Норвежском и Баренцевом морях.

Результаты экспресс-анализов поверхностных проб донных осадков, отобранных мультикорером и дночерпателем показали, что на шельфе Великобритании (ст. 5656) осадок представлен голоценовыми отложениями, планктонными и бентосными фораминиферами, ракушечным детритом и терригенной составляющей, не превышающей 10%. Верхний слой осадка до 10 см – окисленный, ниже 10 см – восстановленный.

На плато Роккол (ст. 5664, ст. 5667) верхние 30 см осадка представлены голоценовыми отложениями. Комплекс представлен видами тепловодных планктонных фораминифер порядка 90%. Зерен терригенного происхождения до 20-25%. Верхний слой осадка до 15 см – окисленный, ниже наблюдается восстановленный осадок.

В Исландской котловине (ст. 5677, ст. 5680, ст. 5683, ст. 5687) верхние 17 см (ст. 5677) – 34 см (ст. 5687) осадок представлен голоценовыми отложениями. По комплексу фораминифер установлено, что преобладают тепловодные виды планктонных фораминифер и их содержание достигает 90%. Терригенной составляющей в осадке до 10%. Ен данные показали, что во всех колонках осадок окисленный, за исключением слоя ниже 15 см в мультиторее на станции 5687.

В Лабрадорской котловине (ст. 5699, ст. 5704, ст. 5752, ст. 5757) верхние 27 см (ст. 5699) – 32 см (ст. 5752) осадок представлены голоценовыми отложениями, в котором тепловодные виды планктонных фораминифер достигают 80%. Терригенного материала в донных отложениях до 25%. Осадок во всех колонках (длиной от 27 см (ст. 5699) до 32 см (ст. 5752)) окисленный.

В Датском проливе (ст. 5778, ст. 5805, ст. 5823, ст. 5795, ст. 5890), за исключением станции 5890 (западный склон Исландии), осадок представлен грубообломочным терригенным материалом, обломками вулканических и магматических пород, а также биогенным материалом (мшанками, губками, раковинами двустворчатых моллюсков).

На Фареро-Шетландском и Фареро-Исландском порогах (ст. 5898, ст. 5908, ст. 5919) наблюдается терригенный материал, преимущественно вулканического происхождения, с примесью биогенного материала (обломки раковин двустворчатых моллюсков, фораминиферы). По разрезу от Исландии в сторону Шетландских островов содержание вулканического материала уменьшается.

В Баренцевом море донные отложения были отобраны в районе Стурфьорда (ст. 5935, ст. 5936, ст. 5937), желоба Франц-Виктории (ст. 5938) и трога Седова (ст. 5939). Донные осадки представлены преимущественно пелитовым материалом. Верхний слой осадка – окисленный, ниже наблюдается восстановленный осадок. Содержание терригенного материала достигает 90-95%. Содержание биогенного материала не превышает 20%. Биогенный материал представлен раковинами планктонных и бентосных фораминифер и кокколитофоридами.

Таким образом, методом экспресс-анализов выполнена литолого-геохимическая и микропалеонтологическая характеристика донных отложений в Северной Атлантике и Баренцевом море по материалам экспедиции. Удалось выявить некоторые особенности в формировании донных отложений:

– на шельфе Великобритании наблюдаются высокие скорости осадконакопления, и данная колонка, представленная голоценовыми отложениями, представляет большой интерес для дальнейших палеоокеанологических реконструкций;

– осадки, отобранные на плато Роккол и в Исландской котловине, предположительно сформированы контурными течениями и представляют собой осадочное контурированное тело;

– в Датском проливе по материалам исследования донных осадков (западный склон Исландии) выявлена резкая граница, характеризующая смену климатических условий.

Дальнейшая и более детальная обработка проб в стационарных лабораториях позволит выявить основные процессы осадконакопления в области взаимодействия Северной Атлантики и Баренцева моря, сделать палеоокеанологические реконструкции за последние 200 тыс. кал. лет.

Авторы благодарят академика А. П. Лисицына за общее руководство работами, а также капитана, начальника экспедиции С. В. Гладышева и зам. начальника экспедиции А.Н. Новигатского и весь научный состав за помощь в проведении экспедиции.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0007), гранта РФФИ № 14-50-00095 (экспедиционные работы) и гранта РФФИ № 19-77-00015 (обработка материала).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред. Лобковского Л.И. и Нигматулина Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Фалина А.С., Сарафанов А.А. О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // Океанология. 2015. Т. 461. № 6. С. 710–714.
3. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // J. Geoph. Res. 2012. V. 117. C01014.
4. Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Ключиткин А.А и др. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
5. Отчет 71-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», Москва, 2018.

The paper shows the results of geological studies in the North Atlantic and the Barents Sea based on expeditionary exploration. Lithological-mineralogical, geochemical and micro-paleontological express analyzes of bottom sediments were performed.

Колесник О.Н.¹, Колесник А.Н.¹, Саттарова В.В.¹, Ши Сюефа², Астахов А.С.¹

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: zeya1985.2008@mail.ru; ²Первый институт океанографии, ГОУ КНР, г. Циндао)

Редкоземельные элементы в железомарганцевых отложениях Чукотского и Восточно-Сибирского морей
Kolesnik O.N.¹, Kolesnik A.N.¹, Sattarova V.V.¹, Shi Xuefa², Astakhov A.S.¹

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao, China)

Rare earth elements in ferromanganese deposits from the Chukchi and East Siberian Seas

Ключевые слова: Чукотское море, Восточно-Сибирское море, железомарганцевые отложения, донные осадки, редкоземельные элементы.

Получены данные о содержании и минеральных формах выделения редкоземельных элементов (РЗЭ) в железомарганцевых отложениях (ЖМО) Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Выполнено сопоставление с донными осадками. По результатам сопоставления оценены подвижность и источники РЗЭ в рудообразующем процессе.

ЖМО представляют интерес как один из видов рудных минеральных образований на арктическом шельфе. Они могут выступать в качестве индикатора определенных условий среды и приобретают большое значение при расшифровке процессов постседиментационного перераспределения вещества в осадочной толще. К элементам, особенно чутко реагирующим на изменения среды осадко- и рудообразования, относятся РЗЭ.

В настоящей работе приводятся данные о содержании и минеральных формах выделения РЗЭ в ЖМО Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Отбор фактического материала происходил с глубин 12–200 м и более в пределах и вблизи ранее установленных очагов скопления [1]. Образцы из Чукотского моря получены в российско-американских экспедициях RUSALCA-2009, -2012: три станции в каньоне Геральд (западный участок), одна станция на бровке шельфа (восточный участок). Материал достаточно подробно изучен, результаты опубликованы [2]. Образцы из Восточно-Сибирского моря получены в российско-китайской экспедиции ASW-2016: пять станций в западной части моря. Некоторые сведения об этих образцах изложены в [3].

ЖМО Чукотского и Восточно-Сибирского морей (изученный материал) залегают на поверхности дна, нижней частью контактируя с осадком и

иногда в него погружаясь. Осадки, взятые для сравнения с ЖМО, описаны в [4]. Цвет ЖМО изменяется от коричневого, буровато-коричневого и темно-бурого в основной массе до почти черного в каемках и пятнах. Форма образцов дискоидальная, лепешковидная, плитчатая, трубчатая. Рудная (аутигенная, диагенетическая) фаза сложена слабо раскристаллизованными гидроксидами и водными фосфатами железа, в меньшей степени – марганца [2, 3]. В связи с этим в химическом составе образцов наблюдается отчетливое доминирование железа над марганцем (среднее значение Fe/Mn – 21,82; табл.) при повышенном содержании фосфора и химически связанной воды (п.п.п; табл.). Вещество осадков, захваченное в ходе роста ЖМО и включенное (вцементированное) в рудную матрицу, отвечает за высокое (повышенное) содержание в образцах кремния, алюминия и ряда других элементов. Песчано-алевритовая часть осадков представлена в основном кварцем и полевыми шпатами, пелитовая – гидрослюдами. Особенно значительна доля терригенной примеси в ЖМО Восточно-Сибирского моря.

Таблица. Основные рудообразующие элементы, компоненты терригенной примеси и редкие земли в железомарганцевых отложениях Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

Элемент	Ед. изм.	Чукотское море, n=4			Восточно-Сибирское море, n=30		
		$\bar{\delta}$	X _{max}	X _{min}	$\bar{\delta}$	X _{max}	X _{min}
Fe	%	16,32	18,88	12,40	9,45	14,07	5,11
Mn		4,64	7,61	0,27	1,38	6,16	0,11
P		1,04	3,03	0,10	0,48	1,84	0,15
Si		18,07	21,45	11,07	26,53	31,50	22,07
Al		3,42	6,17	2,07	6,61	8,60	5,17
K		1,91	2,46	1,34	2,20	2,57	1,83
п.п.п.		11,05	14,78	8,80	5,72	7,40	3,47
Sc	г/т	12,03 ^(1,09)	18,15	4,94	9,06 ^(0,61)	10,93	7,19
Y		42,01 ^(2,85)	75,41	15,54	20,31 ^(1,01)	37,73	14,19
La		38,26 ^(1,75)	55,56	19,67	25,51 ^(0,68)	30,40	19,86
Ce		72,04 ^(1,43)	103,63	44,16	46,77 ^(0,61)	54,13	36,35
Pr		9,15 ^(1,67)	12,87	5,06	6,50 ^(0,79)	7,76	4,92
Nd		38,31 ^(1,89)	55,48	20,02	25,03 ^(0,83)	30,18	18,79
Sm		8,30 ^(2,01)	13,02	4,53	5,10 ^(0,86)	6,32	3,71
Eu		2,21 ^(2,48)	3,43	1,10	1,15 ^(0,96)	1,51	0,86
Gd		9,97 ^(2,81)	16,70	4,04	4,82 ^(0,98)	6,73	3,48
Tb		1,42 ^(2,59)	2,44	0,56	0,71 ^(0,94)	1,03	0,52
Dy		8,65 ^(2,94)	15,45	2,94	3,85 ^(0,94)	5,85	2,67
Ho		1,66 ^(2,96)	3,09	0,52	0,77 ^(0,98)	1,26	0,54

Таблица (окончание).

Элемент	Ед. изм.	Чукотское море, n=4			Восточно-Сибирское море, n=30		
		$\bar{\delta}$	x_{\max}	x_{\min}	$\bar{\delta}$	x_{\max}	x_{\min}
Er	г/г	4,68 ^(2,87)	8,25	1,65	2,21 ^(1,04)	3,66	1,58
Tm		0,61 ^(2,65)	1,08	0,22	0,31 ^(0,92)	0,52	0,21
Yb		3,99 ^(2,64)	7,08	1,21	1,94 ^(0,87)	3,19	1,36
Lu		0,57 ^(2,74)	1,01	0,17	0,28 ^(0,89)	0,46	0,19
$\Sigma(\text{PЗЭ})$		199,82	299,10	105,83	124,96	146,73	95,10
$(\text{ЛРЗЭ/ТРЗЭ})^{\text{NASC}}$	–	1,23	1,67	0,88	1,33	1,62	0,84
$\text{Ce}_{\text{ан}}$		0,85	0,96	0,73	0,79	0,87	0,67
$\text{Eu}_{\text{ан}}$		1,07	1,13	1,01	1,02	1,15	0,94

Содержание РЗЭ определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборах Agilent 7500с и Agilent 7700х (США) в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

n – количество проанализированных образцов, $\bar{\delta}$ – среднее арифметическое значение, x_{\max} – максимальное значение, x_{\min} – минимальное значение, п.п.п. – потери при прокаливании, $\Sigma(\text{PЗЭ})$ – суммарное содержание РЗЭ без учета скандия и иттрия, ЛРЗЭ – легкие РЗЭ (La–Eu), ТРЗЭ – тяжелые РЗЭ (Gd–Lu), $\text{Ce}_{\text{ан}}$ и $\text{Eu}_{\text{ан}}$ – цериевая и европиевая аномалии соответственно. Прочерк – безразмерная величина. В скобках надстрочными знаками указаны коэффициенты концентрации редких земель в ЖМО относительно осадков.

Содержание РЗЭ (и валовое, и поэлементное) в ЖМО Чукотского моря ощутимо выше, чем в образцах из Восточно-Сибирского моря. При этом соотношение элементов остается примерно одинаковым (табл., рис. 1). Из РЗЭ доминируют церий (до 103 г/т, абсолютный максимум), иттрий, лантан, неодим. Суммарное содержание лантана и лантаноидов изменяется в пределах 95,10–299,10 г/т. Такие низкие значения считаются ординарными для ЖМО арктического шельфа. В глубоководных районах Мирового океана эта величина на порядок выше. Лантан и легкие лантаноиды в большинстве случаев преобладают над тяжелыми лантаноидами. Среднее значение $(\text{ЛРЗЭ/ТРЗЭ})^{\text{NASC}}$ для всего материала – 1,27. Нормализованный состав РЗЭ представлен на рис. 1. ЖМО демонстрируют устойчивую отрицательную аномалию церия (в среднем по Чукотскому и Восточно-Сибирскому морям – 0,85 и 0,79 соответственно). С учетом низкого валового содержания РЗЭ, это может указывать на формирование рудной фазы в процессе субокислительного диагенеза. Европиевая аномалия отличается слабоположительными, практически нейтральными значениями (1,05 для ЖМО в целом). Судя по коэффициентам концентрации (КК), рассчитанным для Чукотского моря (табл.), РЗЭ относятся к элементам, которые в процессе железомарганцевого рудогенеза испытывают слабое накопление ($\text{КК} \leq 2,96$).

При этом у тяжелых лантаноидов и иттрия способность к концентрированию выражена все-таки сильнее, чем у лантана и легких лантаноидов. Это подтверждают и более низкие, по сравнению с осадками [4], значения $(\text{LPЗЭ}/\text{TPЗЭ})^{\text{NASC}}$. Содержание скандия находится примерно на том же уровне, что и в осадках.

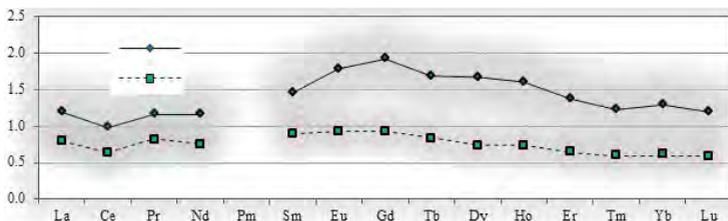


Рисунок 1. Состав редкоземельных элементов в железомарганцевых отложениях Чукотского (1) и Восточно-Сибирского (2) морей, нормализованный на состав редкоземельных элементов в Северо-Американском сланце NASC.

Формы нахождения РЗЭ в ЖМО Чукотского и Восточно-Сибирского морей – концентрированная (собственные минералы, изоморфная примесь в минералах-носителях) и рассеянная (ионная, сорбированная). Первая более характерна для лантана и легких лантаноидов, вторая – для скандия, иттрия и тяжелых лантаноидов. Минералы РЗЭ представлены зернами различных конфигураций. Размер зерен обычно не превышает 5 мкм. Они встречаются в ЖМО реже, чем в осадках, и, как правило, локализуются в железистой алюмосиликатной матрице, иногда на границах участков разного состава и в микротрещинах (рис. 2, слева). Главные минеральные фазы РЗЭ – оксидные и фосфатные (монацит) на базе церия (рис. 2, справа).

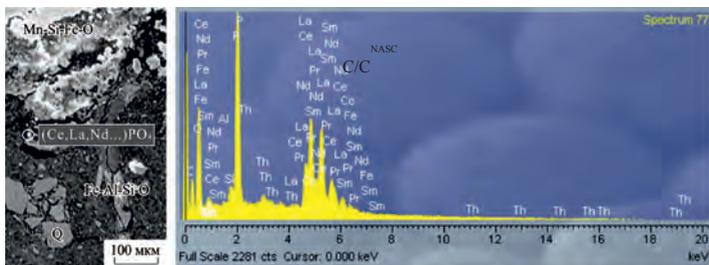


Рисунок 2. Морфология, локализация (слева) и химический состав (справа) зерен минералов с редкими землями в железомарганцевых отложениях Чукотского и Восточно-Сибирского морей на примере монацита Q – кварц. Данные по минеральным фазам РЗЭ получены в ходе рентгеноспектрального микроанализа на приборе JEOL JXA-8100 (Япония) с энергодисперсионной приставкой Oxford INCA Energy (Великобритания) в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Основными источниками РЗЭ в Чукотском и Восточно-Сибирском морях являются, судя по всему, речной (растворенный, в меньшей степени взвешенный) и ледниковый сток, а также продукты абразии берегов. В виде минеральных зерен РЗЭ поступают в ЖМО из осадков при цементации обломочных частиц рудным веществом, в ионной форме – из морской воды в процессе сорбции с преимущественным накоплением на оксигидроксидах железа.

Авторы признательны всем, кто помогал в получении и анализе фактического материала.

Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (№ гос. рег. АААА-А17-117030110033-0) при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60104 Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 167 с.
2. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 203–214.
3. Колесник А.Н., Колесник О.Н., Ярошук Е.И. Железистые и железомарганцевые образования Восточно-Сибирского моря // Новое в познании процессов рудообразования. Восьмая Российская молодежная научно-практическая Школа. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 200–202.
4. Astakhov A.S., Sattarova V.V., Shi Xuefa et al. Distribution and sources of rare earth elements in sediments from the Chukchi and East Siberian Seas // Polar Science. 2019. V. 20. Part 2. P. 148–159.

The report provides data on content and mineral phases of rare earth elements (REE) in ferromanganese deposits from the Chukchi and East Siberian Seas. The data were compared with relevant information on bottom sediments. The results obtained made it possible to consider the mobility and sources of REE in the ore-forming process.

Кособокова К.Н.

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

Глубоководные планктонные сообщества Арктического бассейна: видовой состав, трофическая структура и вклад в потоки углерода на дно

Kosobokova K.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Deep-water planktonic communities of the Arctic Basin: species composition, trophic structure, and contribution to carbon flow to the sea-floor

Ключевые слова: зоопланктон, Арктический бассейн, глубоководные сообщества, мезо- и батипелагиаль, видовой состав, трофическая структура

С использованием коллекций зоопланктона, полученных в глубоководных бассейнах Арктики, традиционными таксономическими и молекулярно-генетическими методами исследовано разнообразие зоопланктона на ее мезо- и батипелагических глубинах. Обнаружено несколько новых, ранее неизвестных науке видов, описано их распределение и обилие. Исследована трофическая структура планктонных сообществ и показана необходимость ее изучения для формирования представлений об источниках органического вещества, поддерживающего донное население глубоководных бассейнов Арктики.

Непознанность мезо- и батипелагических глубин Арктики, занимающих более 80% объема Северного Ледовитого океана и содержащих более 70% всей биомассы арктического зоопланктона [10] существенно затрудняет понимание закономерностей функционирования экосистем арктической пелагиали, биогеохимических процессов на глубинах, связи между населением пелагиали и донными обитателями и роли планктонных сообществ в поставке органического вещества на дно. Несмотря на переход морских исследований в Арктике на новый уровень с конца 1980-х годов, благодаря вводу в строй научно-исследовательских ледоколов, и значительное расширение района наблюдений из-за сокращения и деградации ледового покрова, большинство планктонных работ даже в этот период, как и ранее, ограничивалось лишь поверхностным слоем океана [5, 6, 13, 14, 16, 17]. Целенаправленному изучению населения мезо- и батипелагиали Арктического бассейна почти не уделялось внимания [8, 9, 11], поскольку сбор материала с глубин является сложным и дорогостоящим. Для облова 3-4-километровых океанских глубин, например, требуется специальная оснастка судовых лебедок тросами длиной по крайней мере 10 км и создание планктонных сетей специальной конструкции. Немаловажным аспектом

работы с материалами с глубин является и необходимость привлечения высококвалифицированных специалистов-зоологов, что на фоне постоянно наблюдающегося сокращения таких специалистов в большинстве стран в последние годы становится почти непреодолимой проблемой.

Неминуемый рост интереса к процессам на глубинах Мирового океана в период расцвета междисциплинарных океанографических исследований в Арктике в 2000-х годах, тем не менее, привел к разработке программ ряда комплексных международных экспедиций, в которых изучение глубоководных пелагических и донных сообществ заняло свое заслуженное место. И хотя число выполненных на сегодня глубоководных станций в каждой из таких экспедиций было ограничено из-за требующихся существенных затрат палубного времени (сбор планктона сетью Multinet Maxi с глубины 4000 м занимает около 5 часов), за последнее десятилетие оно возросло в разы по сравнению с числом точек, обследованных за предыдущие полвека. Появились первые публикации, подробно характеризующие фаунистический состав зоопланктона глубин Арктического бассейна [10, 11], первые данные о вертикальной структуре планктонных сообществ за пределами эуфотической зоны [2, 3, 11], работы по экологии представителей глубоководного планктона [12].

Изучение планктонных сообществ мезо- и батипелагиали Северного Ледовитого океана в рамках данной работы продолжает эти исследования. Нами был проведен анализ коллекций зоопланктона, собранных автором в последнее десятилетие в экспедициях ледокола морской береговой охраны США “Healy” в Канадском бассейне Арктики (2005 г.) и в 4-х экспедициях ледокола «Полярштерн»: ARK XXII (2007 г.), TransArc (PS78, 2011 г.), TransArc II (PS94, 2015 г.) и PS101 (2016 г.) в Евразийском и Канадском бассейнах. Всего было проанализировано более 200 проб с 25 глубоководных станций, располагавшихся в диапазоне глубин от 3000 до 4800 м. В ходе камеральной обработки материала, фиксированного 4%-м формалином, использовали стандартные методы, принятые в современной планктонологии. Гидро- и сцифомедуз, сифонофор, гребневиков, крылоногих моллюсков, амфипод, эвфаузиид, декапод, щетинкочелюстных, все стадии крупных копепод, и другие организмы крупнее 1.0 мм определяли до вида, измеряли и просчитывали тотально в камере Богорова под бинокулярным Olympus SZX-9 и Leica MZ 125. Более мелких животных просчитывали в подпробе объемом 1/20 – 1/10 пробы, отобранной с помощью штемпель-пипетки. Дополнительно был проанализирован материал, фиксированный 96%-м этанолом, использовавшийся для молекулярно-генетических исследований и подготовки верифицированной молекулярной референсной базы данных по арктическому зоопланктону.

Задачи работы включали 1) характеристику видового разнообразия, зоогеографического характера фауны, ее связи с фауной глубин Мирового

океана; 2) исследование количественной и трофической структуры мезо- и батипелагических планктонных сообществ; 3) изучение экологии и вклада мезо- и батипелагического зоопланктона в потоки вещества на дно глубоководных бассейнов Арктики.

Несмотря на хорошую изученность планктонной фауны Арктического бассейна [2, 11] исследование нового материала позволило обнаружить несколько новых для науки видов мезо- и батипелагического зоопланктона. Среди них новый вид каляноидных копепод сем. Augaptilidae, описание которого подготовлено к печати (В.Н. Андронов, К.Н. Кособокова, устное сообщ.). Исследование состава фауны глубоководных пелагических полихет привело к переописанию трех уже известных и описанию двух новых для науки видов с анализом их вертикального распределения и встречаемости, подкрепленному молекулярно-генетическими данными [7]. Также был проведен анализ данных по арктическим желетелым. Гидро- и сцифомедуз в пробах зоопланктона из перечисленных выше экспедиций «Полярштерн» (2007–2016 г.) определяли до вида и измеряли в лаборатории на борту судна живыми, до фиксации формалином. Дополнительные молекулярно-генетические исследования позволили дополнить эти данные результатами секвенирования. Морфометрический анализ живого материала позволил дать характеристику размерной структуры популяций обнаруженных видов, а данные по их численности охарактеризовать их количественное вертикальное и горизонтальное распределение.

Исследование изменений трофической структуры планктонных сообществ в связи с глубиной выявило черты, сходные с наблюдающимися в других глубоководных районах Мирового океана [1]. По мере увеличения глубины зарегистрировано увеличение доли хищных и всеядных видов, а также детритофагов, и падение доли растительных видов. Примечательным фактом является обнаружение существенной биомассы растительного планктона за пределом эуфотической зоны даже в продукционный период (рис.), объясняющееся ранней сезонной миграцией доминирующего в планктоне Арктического бассейна растительного вида копепод *Calanus hyperboreus* на глубины.

Исследование трофодинамики планктонных сообществ и оценка вклада планктонных организмов в потоки органического углерода на дно Арктического океана представляется важной задачей исследований. Недавние наблюдения за глубоководными сообществами бентоса на дне центрального Арктического бассейна [4] показали, что относительное богатство его донного населения находится в противоречии с существующими оценками вклада пелагических сообществ в накопление органического углерода на дне. Выявляется серьезное несоответствие между первичной продукцией, потребностями зоопланктона и измеренным ловущим методом вертикальным потоком экспорта углерода на дно [4,

15], с одной стороны, и потреблением углерода бентосом, с другой. Более точные количественные оценки обилия глубоководного планктона, изучение особенностей его экологии и оценки потребностей в органическом углероде должны позволить выявить потенциальные причины наблюдаемого несоответствия, и вероятно, источники потенциальной недооценки вертикального потока углерода.

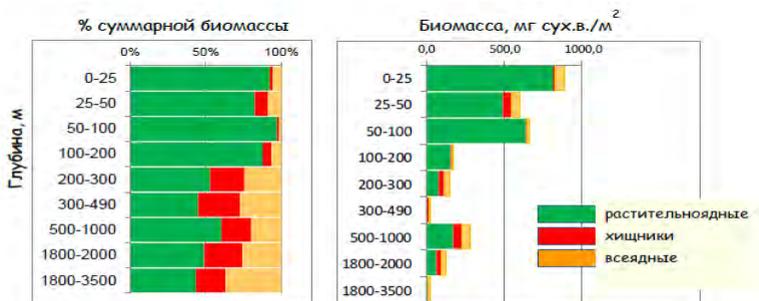


Рисунок. Распределение трофических групп зоопланктона на разных глубинах океана.

Автор признателен Kristina Bartz, Hans-Juergen Hirche, Nicole Hildebrandt, Barbara Niehoff (AWI), Russ Hopcroft (UAF), и всем тем, кто помогал в сборе материала по зоопланктону в высокоширотных экспедициях на ледоколах “Healy” и “Polarstern”.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИОРАН 0149-2019-0035 и при поддержке проектов РФФИ № 19-04-00955, 18-05-60158, а также проекта РНФ № 19-17-00058.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г. Вертикальное распределение различных трофических группировок копепод в бореальных и тропических районах Тихого Океана // Океанология. 1972. Т. 12. № 2. С. 315–325.
2. Кособокова К.Н. Зоопланктон Арктического бассейна: структура сообществ, экология, закономерности пространственного распределения. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.
3. Bluhm В.А., Kosobokova К.Н., Carmack Е.С. A tale of two basins: an integrated physical and biological perspective of the deep Arctic Ocean // Progress in Oceanography. 2015. V. 139. P. 89–121.
4. Boetius А., Albrecht S., Bakker K. et al. Export of Algal Biomass from the Melting Arctic Sea Ice // Science. 2013. V. 339. P. 1430–1432. 10.1126/science.1231346
5. Darnis G., Fortier L. Temperature, food and the seasonal vertical migration of key arctic copepods in the thermally stratified Amundsen Gulf (Beaufort Sea, Arctic Ocean) // Journal of Plankton Research. 2014. V. 36. P. 1092–1108.
6. Hopcroft R., Clarke C., Nelson R., Raskoff K. Zooplankton communities of

- the Arctic's Canada Basin: the contribution by smaller taxa // *Polar Biology*. 2005. V. 28. P. 198–206.
7. Kolbasova G., Kosobokova K., Neretina T. Two new and three well-known species of pelagic polychaetes from the Arctic Basin // *Deep Sea Research I*. 2019. Submitted.
 8. Kosobokova K., Hirche H.-J. Zooplankton distribution across the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: species inventory, biomass and vertical structure. *Deep-Sea Research I*. 2000. V. 47. P.2029–2060.
 9. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Biomass of zooplankton in the eastern Arctic Ocean – A base line study // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 82. P. 265–280. doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.006
 10. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R. Diversity and vertical distribution of mesozooplankton in the Arctic's Canada Basin // *Deep Sea Res Part II. Top Studies in Oceanography*. 2010. V. 57. P. 96–110. doi: 10.1016/j.dsr2.2009.08.009
 11. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R., Hirche H.-J. Patterns of zooplankton diversity through the depths of the Arctic's central basins // *Marine Biodiversity*. 2011. V. 41. P. 29–50. doi:482 10.1007/s12526-010-0057-9
 12. Kosobokova K.N., Hirche H.-J., Hopcroft R.R. Reproductive biology of deep-water calanoid copepods from the Arctic Ocean // *Marine Biology*. 2007. V. 151. P. 919–934.
 13. Mumm N. Composition and distribution of mesozooplankton in the Nansen Basin. Arctic Ocean, during summer // *Polar Biology*. 1993. V. 13. P. 451–461.
 14. Raskoff K.A., Purcell J.E., Hopcroft R.R. Gelatinous zooplankton of the Arctic Ocean: in situ observations under the ice // *Polar Biology*. 2005. V. 28. P. 207–217.
 15. Renaud P.E., Riedel A., Michel C. et al. Seasonal variation in benthic community oxygen demand: A response to an ice algal bloom in the Beaufort Sea, Canadian Arctic? // *Journal of Marine Systems*. 2007. V. 67. P. 1–12. 10.1016/j.jmarsys.2006.07.006
 16. Thibault D., Head E.J.H., Wheeler P.A. Mesozooplankton in the Arctic Ocean in summer // *Deep-Sea Research I*. 1999. V. 46. P. 1391-1415.
 17. Smoot C. A., Hopcroft R. R. Cross-shelf gradients of epipelagic zooplankton communities of the Beaufort Sea and the influence of localized hydrographic features // *Journal of Plankton Research*. 2017. V. 39. P. 65–75. doi: 10.1093/plankt/fbw080

The diversity of zooplankton at meso- and bathypelagic depths of the Arctic Ocean has been studied by traditional taxonomic and molecular genetic methods using the zooplankton collections obtained in its deep basins. Several species new to science were discovered, their distribution and abundance were described. The trophic structure of plankton communities was investigated to explore the sources of organic matter that support the bottom inhabitants in the Arctic deep basins.

Крылов А.А.^{1,2}, Рыбалко А.Е.^{1,2}, Гусев Е.А.¹, Усенков С.М.²

(¹ФГБУ Всероссийский Научно-Исследовательский Институт Геологии и Минеральных Ресурсов Мирового Океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com; ²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле)

Проблемы построения литологических карт дна акватории и пути их решения

Krylov A.A.^{1,2}, Rybalko A.E.^{1,2}, Gusev E.A.¹, Usenkov S.M.²

(¹Academician I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St.Petersburg; ²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences)

Problems during lithological mapping of the see bottom and the ways of their solving

Ключевые слова: литология, картирование, донные осадки

Литологические карты являются важнейшим элементом, позволяющим характеризовать особенности распределения донных осадков. Анализ распределения литотипов на дне акватории необходим для корректной реконструкции древних обстановок осадконакопления в соответствии со сравнительно-литологическим методом, разработанным Н.М. Страховым. К сожалению, на сегодняшний момент отсутствует единый подход к наименованию осадков и построению литологических карт дна акваторий. В докладе проводится анализ существующих проблем и предлагаются пути их решения.

Изучение донных отложений не может быть полным без их подробной литологической характеристики. Литологические карты строятся при фундаментальных исследованиях процессов осадконакопления, а также при создании листов государственной геологической карты, охватывающих акваторию. При построении литологических карт поверхности дна акватории морские геологи часто сталкиваются с рядом сложностей. Проблемы связаны с не очень удачными «расплывчатыми» инструкциями, а также общей неопределенностью многих основополагающих литологических понятий, трактовка которых часто различается среди литологов и морских геологов.

Донные отложения внутренних и окраинных морей России преимущественно терригенные, а Арктические моря сложены терригенными осадками практически полностью, органогенные (биокремнистые) осадки накапливались в высоких широтах лишь в палеогене (в Амеразийском бассейне – в мел-палеогене) [6; 8; 18; 21], поэтому наше сообщение касается только терригенных отложений.

Классификация донных осадков должна давать объективную количественную характеристику основных их свойств — таких, которые

определяют их физическую, химическую, минералогическую природу [7]. Трудно не согласиться с этим утверждением выдающегося отечественного морского геолога. Тем не менее, на сегодняшний момент никому еще не удалось создать такую классификацию. Критерием того, на сколько та или иная классификация является удачной можно считать её повсеместное использование седиментологами в практических и теоретических работах. Нанесение на карту разнообразных полей современных донных осадков не может являться самоцелью. Следует выявлять закономерности их распределения и стремиться к объяснению причин того или иного положения литологических типов на дне в каждой конкретной обстановке. Именно тогда в соответствии со сравнительно-литологическим методом, разработанным Н.М. Страховым, полученные результаты могут использоваться при реконструкциях древних обстановок осадконакопления. Однако до сих пор у литологов нет единства в ответах на многие ключевые вопросы, возникающие в процессе построения литологических карт дна акваторий: какие размеры терригенных частиц должны быть отнесены к псефитам, пескам, алевролитам или глинам (пелитам); какие соотношения указанных гранулометрических фракций должны вводиться в название отложений; какие компоненты вещественного (минералого-геохимического) состава следует учитывать при обособлении литологических полей. Очевидно, что эти проблемы являются объективным следствием сложности поставленной задачи. Преодолению сложностей мешают и субъективные причины, связанные со сложившимися традициями и обилием публикаций, выполненных в рамках старых классификаций. На наш взгляд, это не должно являться препятствием для отказа от устаревших классификационных схем, не отвечающих современному уровню знаний. В противном случае главная задача построения литологических карт – использование полученных закономерностей для расшифровки механизмов осадконакопления прошлого – никогда не будет решена на требуемом уровне.

Размерные шкалы. Существует значительное количество гранулометрических классификаций, которые используются специалистами в разных областях знаний: почвоведении, строительстве, нефтяной геологии, литологии и морской геологии. Эти классификации в основном не совпадают друг с другом. Таким образом, понятия пелит (глина), алевролит, песок, дресвагравий, щебень-галька и др. имеют совершенно разные размерные границы не только в перечисленных выше дисциплинах, но и зачастую внутри одной дисциплины [1; 2; 4; 9-12; 14-16; 19; 21]. Аналогичная проблема существует при сопоставлении классификаций, используемых геологами различных государств.

Наименование донных осадков. Квинтэссенцией гранулометрического анализа является собственно название осадка. Однако «чистые» разности

терригенных отложений, состоящие исключительно из частиц одной размерности (псефитовой, песчаной, алевритовой или пелитовой), встречаются не часто. Обычно обширные пространства морского дна покрыты смесью из нескольких фракций. Тем не менее, между морскими геологами нет единства в том какие именно пропорции псефитов, песков, алевритов и пелитов должны соответствовать конкретному названию отложений [1-3; 7; 10; 12; 14; 15-17; 20]. Даже термины, используемые при картировании, не унифицированы. Ситуация напоминает рассмотренные выше проблемы с выбором положения границ между размерными фракциями.

На наш взгляд решение имеющихся проблем может быть найдено только по результатам анализа распределения популяций частиц в процессе осадконакопления. Обособление естественных групп по размерам, положение дефицитов, ограничивающих эти группы, то есть соответствие тех или иных популяций законам физической седиментологии, следует учитывать при выборе наиболее корректной классификации [5; 11; 13]. Вероятно, среди отечественных гранулометрических классификаций наиболее оптимальной является структурная классификация, в которой границы между псефитами, алевритами и пелитами проводятся по величинам 2 мм, 0.05 мм и 0.005 мм, соответственно. Эти значения практически идентичны используемой западными седиментологами классификации Уддена-Вентворта [19]. Например, граница, разделяющая пески и алевриты, отличается только на одну единицу гамма-шкалы (0.05 мм vs 0.063 мм), что соответствует лишь одному сити в стандартном ситовом наборе (например, ГОСТ 3584-53).

При наименовании осадков следует использовать принцип преобладающей фракции с нижней границей ее содержания 50%. Этот принцип, к сожалению, часто игнорируется в работах западных седиментологов. Минимальное количество компонента для его введения в название осадка должно превышать 10%. Вероятно, оптимальным является использование двух градаций фракций-примесей: 10-25%, вводимых в название осадка с суффиксом «-истый», и 25-50% - с суффиксом «-ый». Отложения, в которых содержание всех фракций не превышает 50% удобнее всего называть миктитами.

В соответствии со структурно-вещественным принципом, широко используемым в литологии, в название осадков помимо структуры должна быть включена их вещественная характеристика. При этом ключевыми должны быть компоненты, содержащиеся в максимальном количестве. Для терригенных осадков глубоководного шельфа, это, очевидно, глинистые минералы, преобладающие в распространенных там пелитовых и алевропелитовых отложениях. Для мелководных обстановок, где главенствуют миктиты и пески, основными минералами, как правило, являются кварц и полевые шпаты. При этом минералы тяжелой фракции,

несмотря на их бесспорную информативность при определении областей сноса, как правило, не следует использовать в названии осадков, поскольку, их количество, за редким исключением, значительно уступает минералам глинистой и легкой фракций. Соответственно, при литологическом картировании нельзя ограничиваться одним только гранулометрическим анализом, следует обязательно проводить изучение минерального состава осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных водоемов. Труды ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
2. Гуревич В.И. () Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. 18 с.
3. Кленова М.В. Классификация современных морских отложений // Океанология. 1963. Т. 3. С. 527–537.
4. Казанский Ю.П. и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Новосибирск: Наука, 1987. 214 с.
5. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. Л.: ЛГУ, 1989, 132 с.
6. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999, 286 с.
7. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 574 с.
8. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
9. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
10. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.4. Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», СПб., 2019. 196 с.
11. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 781 с.
12. Рыбалко А.Е. К вопросу классификации современных морских осадков по гранулометрическому составу // Вестник Ленинградского Университета. 1971. № 6.
13. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения (распространение, структуры, текстуры). Л.: Недра, 1969. 248 с.
14. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
15. Щербаков Ф.А. О классификации и номенклатуре современных морских осадков // Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. С. 286–293.

16. Blott S.J., Pye K. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*. 2012. doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x
17. Folk R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature // *Journal of Geology*. 1954. V. 62-4. P. 344–359.
18. Levitan M.A., Lavrushin Yu.A. Sedimentation history in the Arctic Ocean and subarctic seas for the last 130 kyr. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009. 387 p.
19. Nichols G. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd ed. Blackwell Publishing, 2009. 432 p.
20. Shepard F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1954. V. 24-3. P. 151–158.
21. Stein R. *Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment*. Elsevier, 2008. 592 p.

Lithological maps are the important component, which help to make reliable characterization of the bottom sediment distribution. Based on analysis of the recent sediment distribution it is possible to improve our knowledge about ancient sedimentary environments. Unfortunately, now we do not have a universal approach for sediments classification and lithological mapping. In report we make an analysis of the problems existed and trying to find the ways for their solving.

Левитан М.А.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: m-levitan@mail.ru)

Плейстоценовые осадки Тихого океана

Levitan M.A.

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Pleistocene sediments of the Pacific Ocean

Ключевые слова: донные осадки, Тихий океан, неоплейстоцен, эоплейстоцен, пелагическая область, континентальные окраины

Составлены литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена в масштабе 1:35000000 для пелагиали и 1:20000000 для континентальных окраин Тихого океана, изученные объемным методом А.Б. Ронова. Проведен сравнительный анализ полученных количественных параметров. Выявлены тренды изменения литологического состава для плейстоцена.

В опубликованном атласе литолого-палеогеографических карт Мира А.Б. Ронова с соавторами [1] для мезозоя и кайнозоя в качестве карты для наиболее молодых отложений привели плиоцен. Продолжая эту работу, в Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ составлены литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена в масштабе 1:35000000 для пелагиали и 1:20000000 для континентальных окраин Тихого океана, изученные объемным методом А.Б. Ронова. По стратиграфической шкале [2] для неоплейстоцена выбраны границы 0.01-0.8 млн лет, а для эоплейстоцена – 0.8-1.8 млн лет. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений пелагической области океана были исследованы ранее [3]. В 2018-2019 гг. были проведены аналогичные исследования для 10 ключевых районов подводных континентальных окраин Пацифики. Результаты частично опубликованы [4-7], а частично сданы в печать. Основной задачей этих исследований было составление модели средневзвешенного литологического состава плейстоценовых осадков Тихого океана для того, чтобы в дальнейшем перейти к средневзвешенному химическому составу этих осадков. Это – первая задача доклада.

В 1962 г. П.Л. Безруков [8] на примере Тихого океана ввел новый термин «циркумконтинентальная зональность» и подробно раскрыл его содержание. А.П. Лисицын [9] показал, что примерно 71-73% терригенного вещества, поступающего в современную эпоху с континентов, оседает на континентальных окраинах. Интересно выяснить, а что происходило в плейстоцене, менялись ли соотношения между литогенным и биогенным веществом в пелагиали и на подводных континентальных окраинах? Такова вторая задача проведенного нами исследования.

В 2017 г. автор исследовал глобальные тренды и региональные особенности пелагической плейстоценовой седиментации [10]. В докладе будут показаны полученные результаты для 10 ключевых районов подводных континентальных окраин Тихого океана и, таким образом, будет решена третья задача настоящего исследования.

Наконец, впервые будут показано, как можно сочетать широко применяемые методы анализа количественных параметров седиментации: метод абсолютных масс и объемный метод А.Б. Ронова. Такова четвертая задача доклада.

Для решения вышеперечисленных задач были построены литолого-фациальные карты нео- и эоплейстоценовых отложений для следующих районов подводных континентальных окраин Тихого океана: Берингова моря, Японского моря, китайских морей, морей окраины Восточной Австралии, моря Фиджи, моря Росса и окраины Земли Уилкса на Восточной Антарктиде, подводных окраин Анд и Кордильер (по два района: северного и южного).

В целом (с учетом ранее опубликованных данных по пелагиали Тихого океана) закартировано порядка 87.3% от общей площади Тихого океана. По всем картам рассчитаны площади и объемы, занятые теми или иными литологическими градами. С использованием данных по физическим свойствам осадков объемы пересчитаны в массы сухого осадочного вещества. Получены также материалы по массам осадков в единицу времени. Таким образом, можно считать, что с учетом географического распределения изученных разрезов первая задача выполнена.

Вторая и третья задачи характеризуются несколькими количественными параметрами. Отношение площадей пелагических и окраинно-континентальных осадков в неоплейстоцене составило 4.90. Такое же соотношение для эоплейстоцена равно 4.89, и для плейстоцена в целом – 4.89. Отношения объемов в пелагической области и на континентальных окраинах для указанных стратиграфических подразделений, соответственно, равны 1.16, 1.05 и 1.11. Соотношение средних мощностей составляет 0.18. Следовательно, если исходить из округленных значений, то в среднем мощность осадков плейстоцена на континентальных окраинах в 5 раз выше, чем в пелагиальной части ложа Тихого океана, что и обеспечивает примерное равенство объемов.

Массы сухих осадков для пелагической области Тихого океана для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно, равны 969, 722 и 1691×10^{18} г. Суммарные величины для всех изученных континентальных окраин, соответственно, равны 1333, 1219 и 2552×10^{18} г. Следовательно, в среднем в плейстоцене на континентальных окраинах Тихого океана накапливалось в 1.5 раза больше сухого осадочного

вещества, чем в пелагической области, и это без учета неисследованных континентальных окраин.

Морским геологам хорошо известно, что литологический состав плейстоценовых отложений подводных континентальных окраин в Тихом океане отличается от литологического состава в пелагической области. Ниже представлены соответствующие материалы по основным группам осадков: литогенным, карбонатным и кремнистым.

В пелагической области в неоплейстоцене, эоплейстоцене и плейстоцене в целом соотношение масс литогенных, карбонатных и кремнистых осадков составляло 67:28:5, 74:21:5 и 70:25:5, соответственно. Для всей изученной области подводных континентальных окраин рассматриваемое соотношение составляло 78:16:5, 75:19:6 и 77:17:6, соответственно. Таким образом, в целом в обеих мегафациальных областях преобладают литогенные осадки, на втором месте находятся карбонаты и на третьем – кремнистые отложения. При этом относительная роль карбонатов выше в пелагиали, а литогенных осадков – на континентальных окраинах. Относительная роль кремнистых осадков, вероятно, не изменялась. Вышеприведенные соотношения основных групп донных осадков свидетельствуют о том, что в пелагической области в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросло относительное значение карбонатов и поэтому (?) уменьшилось значение литогенных осадков. В области континентальных окраин слегка увеличилось относительное содержание литогенных отложений и уменьшилось – карбонатных.

С точки зрения генетического состава осадков более корректным является оперирование не массами основных групп осадков, а массами основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества, CaCO_3 и биогенного опала. Для расчетов принято среднее содержание CaCO_3 в карбонатных осадках 85% (соответственно, содержание литогенного вещества 15%), опала в кремнистых илах – 60% (т.е. содержание литогенного вещества равно 40%). В слабокарбонатных осадках находится в среднем 50% CaCO_3 и 50% литогенного вещества, а в слабокремнистых осадках – 40% опала и 60% литогенного вещества. В итоге анализа этих данных подтвердились ранее сделанные выводы о том, что в обеих мегафациальных областях в плейстоцене сохранялась сходная структура седиментации с явным преобладанием потоков накапливавшегося на дне литогенного вещества, заметно меньшими потоками CaCO_3 и незначительными – биогенного опала. При этом абсолютные массы литогенного вещества на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, более чем в 8 раз, а биогенных компонентов – только менее чем в 5 раз в среднем для плейстоцена. Таким образом, подтверждается сделанный в предыдущем параграфе вывод, что для фациальной структуры пелагической области биогенная седиментация

имела большее значение, чем в среднем на континентальных окраинах. Так была решена четвертая задача доклада.

Существует еще одно важное следствие проведенного анализа. Если мы разделим абсолютные массы неоплейстоценовых основных осадкообразующих компонентов на абсолютные массы эоплейстоценовых, то в пелагической области для литогенного вещества, CaCO_3 и биогенного опада получим, соответственно, значения 1.561, 2.276 и 1.941. Для мегафациальной области континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 1.545, 1.483 и 0.579. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки всех компонентов аккумуляровавшегося на дне осадочного материала выросли в пелагической области, а потоки литогенного вещества и CaCO_3 увеличились на континентальных окраинах. При этом потоки биогенного опада на континентальных окраинах стали меньше. В неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в пелагической области возросла относительная роль CaCO_3 , в отличие от континентальных окраин.

Полученная информация свидетельствует о существовании в плейстоцене единой седиментационной системы Тихого океана, состоящей из двух подсистем (мегафациальных областей): пелагического ложа и континентальных окраин. Для обеих мегафациальных областей характерна близкая фациальная структура с доминированием литогенных образований, существенно меньшей ролью карбонатных осадков и очень незначительной долей кремнистых отложений.

Объяснение наблюдавшихся общих закономерностей изменения количественных параметров для пелагических областей в течение плейстоцена было дано ранее [10]. Оно состоит в роли усилившихся горообразовательных неотектонических движений, сопровождавшихся в ряде регионов (Аляска, Кордильеры) возрастанием объемов континентальных (в том числе и горных) ледников. Все это приводило к росту поставки не только литогенного вещества, но и растворенных веществ, необходимых для биогенного осадкообразования.

Единственное исключение из этого общего правила, зафиксированное нами в пределах континентальных окраин, относится к истории кремненакопления. Ранее [11] была выдвинута концепция «двух океанов» (ледового и неледового) для плейстоцена. Согласно этой концепции, в высоких широтах преобладало кремненакопление в эоплейстоцене, а в средних и низких – в неоплейстоцене. Среди рассмотренных ключевых районов на подводных континентальных окраинах Тихого океана эта концепция подтверждена данными по Берингову морю и по антарктической окраине. Обнаруженная активизация Перуанского апвеллинга в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом объясняется его зависимостью от подъема

антарктических промежуточных вод, генерируемых около Антарктиды.
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00157).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: АН СССР, 1989. 79 с.
2. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
3. Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // Геохимия. 2013. № 5. С. 387–395.
4. Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.Д. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // Геохимия. 2018. № 4. С. 321–335.
5. Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Японского моря // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 2018. № 76. С. 135–142.
6. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 2018. № 76. С. 143–156.
7. Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Земли Уилкса и моря Росса // Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН. 2018. № 10. С. 17–22.
8. Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Труды Океаногр. комис. 1962. Т. 10. Вып. 3.
9. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
10. Левитан М.А. Количественные параметры плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // Геохимия. 2017. № 5. С. 413–428.
11. Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах // Геохимия. 2016. № 3. С. 278–286.

Lithology-facies maps for pelagic area (scale 1:35000000) and continental margins (scale 1:20000000) Neopleistocene and Eopleistocene Pacific sediments have been compiled and then processed by volumetric method of A.B. Ronov. Comparative analysis of quantitative parameters revealed trends of evolution of lithological composition for Pleistocene.

**Маслов А.В.¹, Кузнецов А.Б.², Политова Н.В.³, Козина Н.В.³,
Новигатский А.Н.³, Шевченко В.П.³**

(Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: antonbor9@mail.ru; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: politova@ocean.ru)

Современные донные осадки Баренцева моря: изотопный состав Nd, Pb и Sr

**Maslov A.V.¹, Kuznetsov A.B.², Politova N.V.³, Kozina N.V.³,
Novigatsky A.N.³, Shevchenko V.P.³**

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Yekaterinburg; ²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg; ³Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Modern bottom sediments of the Barents Sea: Nd, Pb and Sr isotopic composition

Ключевые слова: Баренцево море, современные донные осадки, изотопный состав Nd, Pb и Sr.

Рассмотрены характеристики изотопов (ϵNd , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в современных донных отложениях Баренцева моря. Показано, что главный вклад в формирование осадков центральных областей Баренцева моря вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины, расположенной в зоне влияния Нордкапского течения.

Тонкозернистый взвешенный материал, выносимый крупными реками на шельф Северного Ледовитого океана (СЛО), отлагается преимущественно в его пределах, однако часть его перераспределяется по всему Арктическому бассейну течениями во взвешенном состоянии или в составе дрейфующего льда. Для идентификации источников такого материала традиционно используются минералогический, литологический и геохимический методы, анализ биомаркеров, а в последние годы и анализ изотопного состава Sr, Pb и Nd современных донных осадков [1 и др.]. В настоящее время опубликованы данные об изотопной систематике современных донных осадков примерно в 110 точках акватории океана [2].

Нами выполнено определение изотопного состава Nd, Pb и Sr в 17 пробах современных донных осадков (пелитовые, алеврито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы), отобранных в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3] в акватории Баренцева моря (рис. 1), что позволило заполнить значительный пробел в изотопной характеристике донных осадков этого крупного эпиконтинентального бассейна.

Проанализированные пробы характеризуют как центральные, так и периферийные районы Баренцева моря. Подготовка образцов для определения изотопного состава Sr, Pb и Nd проведена в соответствии с [4, 5]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектротомре Triton TI в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург). Точность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 0.002\%$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 0.004\%$) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\pm 0.1\%$) контролировалась путем многократного измерения стандартов SRM-987, JNdi-1 и BCR-1.

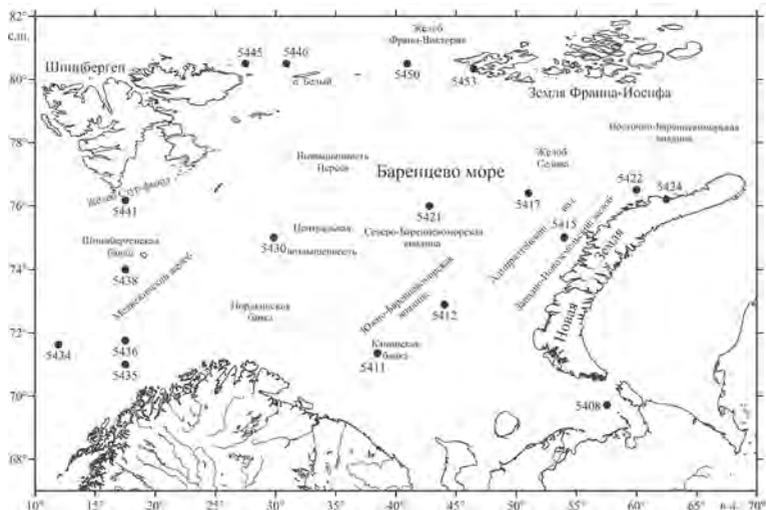


Рисунок 1. Обзорная схема и положение станций, на которых отобраны пробы современных донных осадков Баренцева моря для изотопных исследований.

Литогенный материал в акваторию Баренцева моря поступает, как известно, в результате размыва материковых, островных и подводных поднятий, береговой солифлюкции и абразии, а также при участии ледниковой экзарации и осаждения из атмосферы [6–9]. Водосбор Баренцева моря весьма гетерогенен по составу слагающих его комплексов пород и их возрасту. Так, Кольский полуостров сложен в основном гранито-гнейсами, габбро и другими магматическими породами основного состава [10]. В Тимано-Печорской области распространены габброиды, граносиениты, а также щелочные породы [10]. На Шпицбергене известны породы, сходные с гранитоидами Кольского полуострова, вулканиты среднего и кислого состава, граниты-рапакиви и траппы. На островах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) обнажены юрские и меловые траппы [11], а на Новой Земле можно видеть долериты, габбро, габбро-диабазы и массивы гранитоидов [10].

На диаграмме « $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –эпсилон Nd» (рис. 2) пробы современных донных осадков из различных районов Баренцева моря образуют компактные области, отражающие, по всей видимости, петрографический состав пород, размываемых вблизи мест их отбора. Наиболее высокие значения ϵNd (от -9.6 до -4.8) демонстрируют пробы из окрестностей ЗФИ и Новой Земли. Это дает основание считать, что в их составе присутствует заметная доля мантийного материала (размыв магматических пород преимущественно основного состава). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих осадках составляет от 0.7110 до 0.7160 и зависит от значений ϵNd , что предполагает обогащение мантийного материала коровой компонентой.

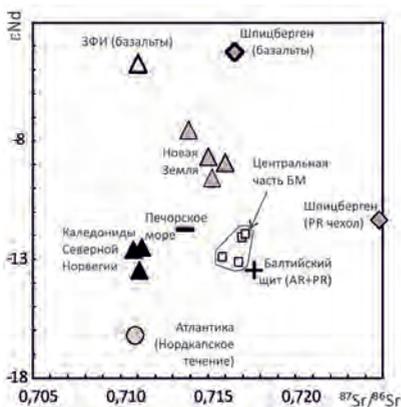


Рисунок 2. Распределение проб современных донных осадков, отобранных в Баренцевом море в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ϵNd .

Вторую группу ($-13.5 < \epsilon\text{Nd} < -11.8$) образуют пробы, отобранные в зоне Нордкапского течения, влияющего на состав современных донных осадков в южной части Баренцева моря. Пробы данной группы отобраны вблизи каледонид Северной Норвегии, палеозойских осадочных образований Тимана и кристаллических пород Балтийского щита. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пробах этой группы не зависит от ϵNd . Наиболее низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.7107 до 0.7112) присущи пробам, взятым вблизи побережья Норвегии. В пробе, отобранной на ст. 5408 вблизи устья р. Печора, данный параметр увеличивается до 0.7137 . В пробе со ст. 5411 величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает значения 0.7176 . Рост $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ внутри проб данной группы достаточно хорошо согласуется с петрографическим составом пород предполагаемых питающих провинций: он пропорционален снижению доли карбонатных пород и увеличению доли кристаллических комплексов. Исключение из сказанного составляют лишь пробы, отобранные на станциях 5441 и 5445. Первая на рассматриваемой диаграмме попадает в область смешения древних пород чехла и фундамента, вторая отвечает области основных пород, близких по составу раннемеловым базальтам ЗФИ.

Анализ изотопного состава Nd и Sr в донных осадках центральной части Баренцева моря (станции 5412, 5417, 5421 и 5430) показывает, что значения ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них заключены в узких пределах (соответственно $-13.1 \dots -11.9$ и $0.7158 \dots 0.7171$). На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr-\epsilon Nd$ точки указанных проб локализованы в поле, находящемся на пересечении Nd- и Sr-изотопных характеристик осадков из окружающих прибрежных провинций, и приближены к областям изотопных характеристик Балтийского щита и палеозойского чехла платформы. Следовательно, в составе осадков центральной части моря присутствует материал из всех окружающих районов, но максимальный вклад вносит континент.

На диаграмме $^{207}Pb/^{206}Pb-\epsilon Nd$ поля, образуемые пробами осадков Баренцева моря (наши данные и данные [2]), Восточно-Сибирского и Карского морей, а также моря Лаптевых, обладают почти 90-процентным перекрытием (рис. 3). В этой же области расположена референтная точка «Норвежских каледонид»; такая же точка Балтийского щита, характеризуется существенно более низким значением ϵNd (-18.0).

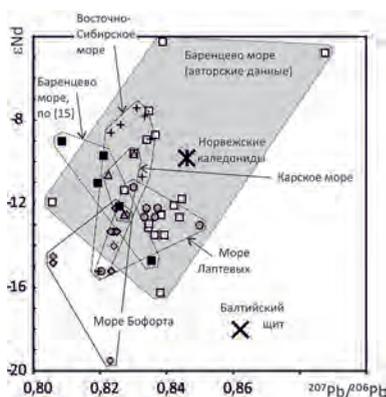


Рисунок 3. Распределение точек донных осадков морей Евразийской части Северного Ледовитого океана и моря Бофорта (по [2] и авторским данным) на диаграмме $^{207}Pb/^{206}Pb-\epsilon Nd$.

Исходя из всего сказанного выше, можно предполагать, что основной вклад в формирование изотопного состава Nd и Sr донных осадков Баренцева моря вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины. Материал с островных поднятий (ЗФИ, Новая Земля), сложенных в существенной части магматическими породами основного состава, вместе с арктическими течениями, несомненно, поступает в северную часть Баренцева моря, накапливаясь в пределах первых десятков километров от их берегов. Однако он не оказывает заметного влияния на изотопные характеристики донных осадков центральных районов моря. Вклад ледового разноса в формирование донных осадков Баренцева моря также, по всей видимости, незначителен.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», Г.В. Малафееву и А.В. Булохову за помощь в экспедиции, Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций и академику А.П. Лисицыну за ценные советы.

Исследования проведены при поддержке РФФ (гранты 14-27-00114 и 14-27-00114-П, экспедиция, интерпретация результатов) и проекта УрО РАН 18-9-5-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Goldstein S.L., Hemming S.R. Long-lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography, and icesheet dynamics // Treatise on geochemistry. Holland H.D., Turekian K.K. (Eds): Oxford: Pergamon, 2003. P. 453–489.
2. Maccali J., Hillaire-Marcel C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions // Polar Research. 2018. V. 37. 1442982. <https://doi.org/10.1080/17518369.2018.1442982>
3. Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
4. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
5. Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б. и др. Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских «синих глин» Северной Эстонии // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
6. Elverhøi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geol. 1989. V. 85. P. 225–250.
7. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И. и др. Распределение и состав аэрозолей Западной Арктики // Докл. АН. 1997. Т. 355. № 5. С. 673–676.
8. Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П. и др. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 6. С. 526–540.
9. 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.
10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
11. Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.

The isotope characteristics (ϵNd , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of modern bottom sediments of the Barents Sea are considered. It is shown that the main contribution to the formation of bottom sediments of the central regions of the Barents Sea is made by rocks of the continental part located in the zone of influence of the North Cape (Atlantic) Current.

Маслов А.В.¹, Политова Н.В.², Шевченко В.П.²,

Козина Н.В.², Новигатский А.Н.², Кравчишина М.Д.²

(Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: politova@ocean.ru)

Современные донные осадки Баренцева моря: к анализу распределения ряда редких и редкоземельных элементов

Maslov A.V.¹, Politova N.V.², Shevchenko V.P.², Kozina N.V.², Novigatsky A.N.², Kravchishina M.D.²

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, RAS, Yekaterinburg, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, e-mail: politova@ocean.ru)

Modern bottom sediments of Barents Sea: to the analysis of some trace and rare-earth elements distribution

Ключевые слова: Баренцево море, современные донные осадки, распределение Co, Hf, Ce, Cr, Th и лантаноидов

Проанализирована систематика Co, Hf, Ce, Cr, Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) в современных донных осадках, отобранных в Баренцевом море в 67-м и 68-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». Сделан вывод о том, что большинство из них состоит из материала, поступающего с Нордкапским течением.

Баренцево море представляет сравнительно мелководный эпиконтинентальный водоем Северного Ледовитого океана, имеющий хорошие связи с окружающими морями и Атлантикой. Дно его характеризуется сочетанием подводных возвышений и разделяющих их желобов и впадин [1]. Основными типами современных донных осадков (СДО) здесь являются пелитовые илы (занимают более 50% площади), а также песчаные алевриты, алевритовые пески и алевритовые пелиты (~30–32% площади дна) [2]. Литогенный материал в акваторию моря поступает в результате размыва подводных поднятий, береговой солифлюкции и абразии и ледниковой экзарации [3, 4]. Источниками его является также твердый сток рек, льды и выпадения из атмосферы [5, 6].

В Баренцевом море существует сложная система поверхностных течений [7]. Наиболее мощное из них – Нордкапское, входящее со стороны Атлантики вдоль Скандинавского полуострова и разделяющееся восточнее на несколько ветвей. Воды Арктического бассейна направлены к югу от архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и вдоль востока Шпицбергена. На северо-востоке в Баренцево море входит течение Макарова, а через пролив Карские Ворота – течение Литке. Движение «тяжелых» придонных рассолов, обогащенных

взвесью и возникающих при отжиме солей во время образования на поверхности моря льдов, имеет иную конфигурацию [8].

Окружающие Баренцево моря массивы суши сложены разнообразными по составу и возрасту породами. В пределах Балтийского щита в основном представлены гранито-гнейсы архея, присутствуют здесь также габбро, габбро-нориты и габбро-диабазы. В Тимано-Канинской складчатой системе распространены габброиды, граносиениты и массивы щелочных пород. На а Шпицбергене известны граниты, вулканиты среднего и кислого состава, габброиды, субщелочные массивы и траппы. На ЗФИ присутствуют юрские и меловые траппы, а на Новой Земле – долериты, габбро, габбро- и пикродиабазы, пикриты и гранитоиды [9].

Нами проанализирована систематика Co, Hf, Ce, Cr, Th и лантаноидов – элементов, позволяющих судить о составе пород-источников обломочного материала в пробах СДО, отобранных дночерпателем в 67 и 68 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» [10] и пробах из ряда губ и заливов Кольского полуострова и Северного острова Новой Земли (рис. 1). Определение содержаний редких и рассеянных элементов проведено методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

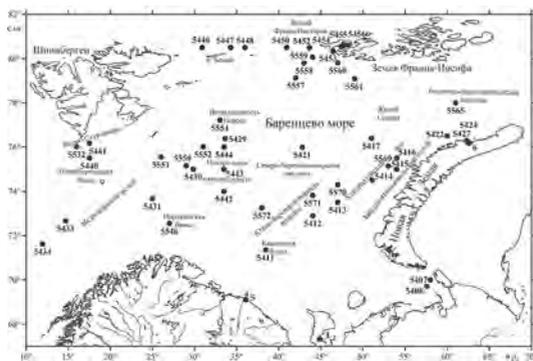


Рисунок 1. Схема расположения станций 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» и точек отбора проб современных донных осадков.

Содержание Co в СДО Баренцева моря равно 14.33 ± 8.41 г/т. Минимальное содержание Hf (1.2 г/т) наблюдается в песчано-алеврито-пелитовых илах ст. 5443, максимальное (4.85 г/т) свойственно наилку со ст. 5560. Содержание Ce в осадках равно 34.88 ± 10.27 г/т, оно варьирует от 18.1 (ст. 5571, алеврито-пелитовый и пелитовый ил) до 54 г/т (ст. 5446, песчано-алеврито-пелитовый ил). Содержание Cr в исследованных пробах СДО равно 75.4 ± 23.3 г/т, его максимум (123 г/т) наблюдается в алевритовых/алеврито-пелитовых илах ст. 5569, а минимум (19.7 г/т) – в песчано-алеврито-пелитовых илах Ярнышной губы. Содержание Th в изученных пробах составляет 4.70 ± 1.53 г/т, его

максимум (8.69 г/т) установлен в песчано-алеврито-пелитовых илах ст. 5446, а минимум (1.78 г/т) в песчано-алеврито-пелитовых илах Дальнезеленецкой губы.

Содержание суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследованных пробах равно 85.3 ± 23.0 г/т. Максимум $\Sigma \text{РЗЭ}$ (125.3 г/т) наблюдается в пелитовых илах на ст. 5452 (желоб Франц-Виктория), минимум (42.8 г/т) – в песчано-алеврито-пелитовых илах из Ярнышной губы. Среднее значение нормированного на состав постархейского среднего австралийского сланца (РААС) [11] отношения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{РААС}}$ составляет 1.01 ± 0.16 (минимум – 0.65, пролив Кембридж на ЗФИ; максимум – 1.29, район к северу от о-ва Белый). Величина $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{РААС}}$ равна 1.40 ± 0.18 . Значения $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{РААС}}$ варьируют от 1.08 (желоб Стур-Фьорд) до 1.31 (Печорское море). В средних палеозойских андезитах, мезо-кайнозойских базальтах и архейских гранитах [11] величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{РААС}}$ составляет соответственно 0.66, 0.30 и 1.85, а параметр $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{РААС}}$ равен 1.01, 1.65 и 0.74.

Для реконструкции состава пород-источников пелитового материала проведено сопоставление присущих СДО Баренцева моря величин индикаторных отношений редких и рассеянных элементов с их значениями в таких референтных объектах, как граниты архея (предполагаемые источники – Кольский п-ов и Шпицберген), палеозойские андезиты (Урал? и Новая Земля?), а также мезо-кайнозойские базальты (ЗФИ?) (все по [11]). Кроме того привлечены данные о распределении Co, Hf, Ce, Cr, Th и РЗЭ в вулканических породах ЗФИ [12].

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr большинство точек осадков Баренцева моря тяготеют к референтным точкам состава РААС и палеозойских андезитов (рис. 2). В области составов, характерных для архейской силикокластики, присутствует ряд точек осадков Восточно-, Северо- и Южно-Баренцевоморских впадин и Медвежинского желоба. К области составов основных вулканитов ЗФИ тяготеют точки осадков, отобранных в заливе Русская Гавань, проливе Кембридж и районе к северу от о-ва Белый.

На диаграмме Hf–La/Th практически все фигуративные точки СДО расположены между областями составов, формирующихся за счет размыва зрелой континентальной коры и андезитовых источников. Образованное ими поле тяготеет к расположению средних точек палеозойских андезитов и мезо-кайнозойских базальтов.

На диаграмме $\Sigma \text{РЗЭ} - (\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ примерно две трети точек СДО локализовано в области составов, типичных для осадочных образований, остальные расположены в области перекрытия составов осадочных пород и базальтов. Здесь же присутствуют точки РААС и палеозойских андезитов. Ни одна из точек осадков 67-го и 68-го рейсов не попала в область составов, образующихся за счет размыва гранитов. Это, как и распределение точек СДО на других диаграммах, дает основание предполагать, что комплексы

пород, слагающие Кольский полуостров, не являются основными источниками тонкой силикокластики для Баренцева моря. На данной диаграмме не наблюдается тяготения поля составов СДО и к области базальтов и андезитобазальтов ЗФИ, что также, по всей видимости, исключает существенное влияние последних на состав современных донных отложений. Это подтверждается и характером распределения нормированных на PAAS спектров РЗЭ в СДО подавляющего большинства районов Баренцева моря. Только пелитовые илы пролива Кембридж, характеризуются спектрами РЗЭ, сходными со спектрами основных магматических пород, присутствующих на островах этого ЗФИ.

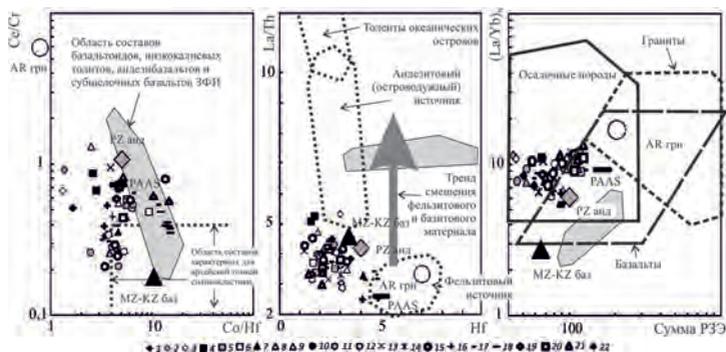


Рисунок 2. Точки состава современных донных осадков Баренцева моря на дискриминантных диаграммах. 1 – Чёшская губа; 2 – Ярнышная губа; 3 – Дальнезеленецкая губа; 4 – Печорское море; 5 – Канинская банка; 6 – залив Русская Гавань; 7 – Восточно-Баренцевоморская впадина; 8 – Западно-Новоземельский желоб; 9 – Адмиралтейский вал; 10 – желоб Седова; 11 – Северо-Баренцевоморская впадина; 12 – Южно-Баренцевоморская впадина; 13 – Центральная возвышенность; 14 – возвышенность Персея; 15 – Медвежинский желоб; 16 – Нордкинская банка; 17 – желоб Франц-Виктория; 18 – прол. Кембридж; 19 – Шпицбергенская банка; 20 – желоб Стур-Фьорд; 21 – район севернее о-ва Белый; 22 – север желоба Седова. Состав PAAS, AR грн – архейских гранитов, MZ-KZ баз – мезо-кайнозойских базальтов, PZ анд – палеозойских андезитов по [11].

Приведенные материалы позволяют считать, что преобладающая часть СДО Баренцева моря сложена достаточно зрелым в геохимическом отношении материалом, представляющим собой, по всей видимости, смесь тонкой силикокластики, поступавшей как со взвесью Нордкапского течения, размывающего западный берег Скандинавии, и за счет эрозии дна в ряде районов моря, так и за счет размыва комплексов пород Кольского полуострова, Новой Земли и ЗФИ, а также выносов реки Печоры.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», Д.В. Ерошенко, С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву и А.В. Булохову за помощь в экспедиции, М.В. Митяеву и И.В. Мискевичу за предоставленные пробы

донных осадков из губ Баренцева моря, Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций, В.Б. Ершовой за подбор ряда литературных источников и академику А.П. Лисицыну за ценные советы.

Исследования проведены при поддержке РФФ (гранты 14-27-00114 и 14-27-00114-П, экспедиции) и проекта УрО РАН 18-9-5-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. С. 123–137.
2. Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.
3. Elverhøi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geology. 1989. V. 85. P. 225–250.
4. 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.
5. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И. и др. Распределение и состав аэрозолей Западной Арктики // ДАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 673–676.
6. Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П. и др. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 6. С. 526–540.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. I. Баренцево море. Вып. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
8. Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–75.
9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
10. Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
11. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1–37.
12. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 200 с.

The systematics of Co, Hf, Ce, Cr, Th and REE has been analyzed in modern bottom sediments collected in 67th and 68th cruises of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh”. It is concluded that the majority of them are composed of material coming from the Nord Cape Current.

Михайлов Д.А.¹, Князева О.В.¹, Majewski V.², Корсун С.А.^{1,3}

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail:st022903@student.spbu.ru; ²Institute of Hydro-Engineering of Polish Academy of Sciences, г. Гданьск; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Бентосные фораминиферы ледниковых фьордов

умеренного пояса Южного полушария

Mikhailov D.A.¹, Kniazeva O.V.¹, Majewski V.², Korsun S.A.^{1,3}

(¹Saint Petersburg State University, Saint Petersburg; ²Institute of Hydro-Engineering of Polish Academy of Sciences, Gdańsk; ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Benthic foraminifera of the glacial fjords of the Southern

Hemisphere temperate zone

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, экологический стресс, ледниковый сток, Патагония

Изучалось распределение бентосных фораминифер в донных осадках канала Бигля и прилежащих фьордах. Характер распределения фораминифер вдоль фьордов не упорядочен и не имеет общих закономерностей с аналогичными сообществами Северного полушария. Вне зоны действия ледникового стока выделено два сообщества фораминифер, приуроченных к разным типам донных осадков.

Массовое поступление минеральной взвеси, приносимой ледниками умеренной зоны, вызывает стресс у морских биотических сообществ, включая бентосных фораминифер [1, 2]. Современные комплексы донных фораминифер из ледниковых морских отложений хорошо изучены в Северном полушарии, особенно в районе Шпицбергена [3–6]. Нашей целью было выяснить, какие паттерны распределения фораминифер могут быть найдены в сходных условиях в Южном полушарии, где фауна фораминифер сильно отличается на уровне видов. В Южном полушарии ледники, дающие большой сток талой воды существуют только в Патагонии, в самой южной области Южной Америки.

В феврале 2013 г. мы исследовали окрашенных Бенгальским Розовым фораминифер из 35 образцов поверхностных донных отложений, отобранных в канале Бигля и в прилежащих фьордах, как ледниковых, так и не имеющих ледника, выходящего к урезу воды. Донный осадок был отобран при помощи дочерпателя Ван Вина.

Наиболее часто встречающимися видами были *Uvigerina bifurcata*, *Alveolophragmium orbiculatum*, *Ammobaculites americanus* и *Nonionoides grateloupii*. Проксимальная к леднику зона оказалась чрезвычайно враждебной для фораминифер. Здесь их численность резко сократилась по сравнению с более удаленными от ледника станциями. Примечательно, что уцелевшие таксоны варьировали случайным образом между станциями,

и мы не наблюдали отчетливого ледниково-проксимального сообщества. Описанная картина служит современным аналогом для обстановок дегляциации [7, 8]. Когда доминирование отдельного вида в совокупности приближается к 100%, и доминирующие виды постоянно чередуются, это не обязательно указывает на то, что данные условия являются благоприятными для какого-то вида. Такой паттерн скорее должен быть интерпретирован как более или менее стохастическая смена нескольких устойчивых таксонов, которые способны справиться с враждебной средой.

Проведенное неметрическое многомерное шкалирование позволило выделить два сообщества фораминифер за пределами области, подверженной ледниковому стоку, одно из которых было приурочено к илистым осадкам, а другое - к песчаным осадкам. Можно с уверенностью говорить о том, что фауна илов была таксономически сокращенной версией песчаной фауны. Почти моновидовое сообщество *Stainforthia fusiformis* с высокой численностью было найдено в лишенном ледника фьорде, где осадки были исключительно богаты органическим углеродом (до 9%). Эти данные согласуются с тем, что известно о распределении данного вида в Северном полушарии [9].

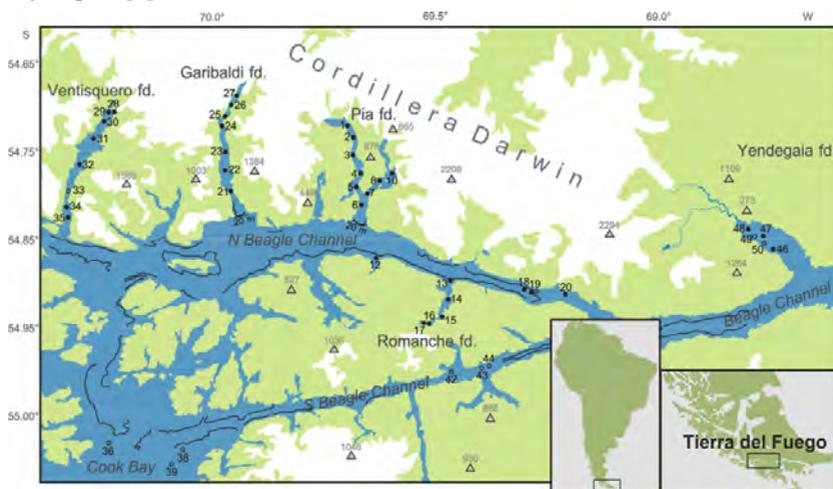


Рисунок. Карта исследуемой области, изобата 200 м

Мы выражаем нашу благодарность парусной команде кеча *Northanger*: Грегу Ландрету и Кери Пашук; людям, которые помогали с отбором образцов: Томасу Цедхагену, Флориану Гшвенду, Себастьяну Руис Перейра, Франсиско Ареллано Морейра, Анете Майда, Станиславу Павловскому и Виктории Павловской. А также Университету Магеллана, который

предоставил нам доступ к полевой станции в Пуэрто-Уильямсе. Работа выполнена при поддержке Швейцарского национального научного фонда (проекты №№ 31003А-140766 и 313003А-159709); Польского национального научного центра (проект № 2011/01/В/ST10/06956) и Российского научного фонда (проект № 16-47-02009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Farrow G.E., Syvitski J.P.M., Tunnicliffe V. Suspended particulate loading on the macrobenthos in a highly turbid fjord: Knight Inlet, British Columbia // Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 1983. V. 40. No. S1. P. s273–s288.
2. Lydersen C. et al. The importance of tidewater glaciers for marine mammals and seabirds in Svalbard, Norway // Journal of Marine Systems. 2014. V. 129. P. 452–471.
3. Hald M., Korsun S. Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic / The Journal of Foraminiferal Research. 1997. V. 27. No. 2. P. 101–122.
4. Korsun S., Hald M. Seasonal dynamics of benthic foraminifera in a glacially fed fjord of Svalbard, European Arctic // The Journal of Foraminiferal Research. 2000. V. 30. No. 4. P. 251–271.
5. Zajączkowski M. et al. Benthic foraminifera in Hornsund, Svalbard: Implications for paleoenvironmental reconstructions // Polish Polar Research. 2010. V. 31. No. 4. P. 349–375.
6. Jernas P. et al. Annual changes in Arctic fjord environment and modern benthic foraminiferal fauna: evidence from Kongsfjorden, Svalbard // Global and planetary change. 2018. V. 163. P. 119–140.
7. Lubinski D. J. et al. The last deglaciation of the Franz Victoria trough, northern Barents Sea // Boreas. 1996. V. 25. No. 2. P. 89–100.
8. Kristensen D. K., Rasmussen T. L., Koç N. Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16 000 years—new constraints on the last deglaciation of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet // Boreas. 2013. V. 42. No. 3. P. 798–813.
9. Alve E. A common opportunistic foraminiferal species as an indicator of rapidly changing conditions in a range of environments // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2003. V. 57. No. 3. P. 501–514.

We studied the distribution of benthic foraminifera in the sea bottom sediments of the Beagle Channel and adjacent fjords. There is no strict pattern of the foraminifera distribution along the fjord unlike similar assemblages of the Northern Hemisphere. Two assemblages are identified outside the area of the glacial runoff influence, which are confined to different types of sea bottom sediments.

Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г.

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, e-mail: mityaev@mmbi.info)

Разрушение горных пород в береговой зоне

Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Pavlova L.G.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

Destruction of rocks in the coastal zone

Ключевые слова: скорость абразии, крупнообломочный материал, горизонты литорали, температура воздуха, ветровой режим, Мурманское побережье.

Выполнено исследование абразионного разрушения горных пород на различных горизонтах литоральной зоны в губе Дальнезеленецкая (Мурманское побережье). Выявлено, что скорость абразии крупнообломочного материала в 2012-18 гг. в среднем составляла 40 ± 4 мкм·г⁻¹, средняя скорость разрушения глыб – 49 ± 4 мкм·г⁻¹, валунов – 22 ± 3 мкм·г⁻¹.

Абразионный процесс относится к главным факторам разрушения побережий и одним из основных источников поставки осадочного вещества в бассейны седиментации. Нашей задачей было проведение мониторинговых наблюдений за скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне, изменениями погодных условий.

Материалы и методы

В 2012 г. в губе Дальнезеленецкой были заложены экспериментальные полигоны: в северо-восточной части губы на о-ве Жилой и на южном берегу губы в бухте Оскара. В бухте Оскара оборудовалось 3 площадки, на о-ве Жилой 4 площадки: на верхнем, среднем и нижнем горизонтах литорали. В 2017 г. оборудованы еще 2 площадки: на среднем горизонте литорали и в верхней сублиторальной зоне.

Всего в эксперименте участвовало 27 образцов горных пород. Удельный поток энергии ветровых волн рассчитывался по формуле: $E_w = 1/8 \cdot \rho \cdot g \cdot h^2 \cdot c_{гп}$, где ρ – средняя плотность верхнего слоя воды, g – сила тяжести, h – высота волны, $c_{гп}$ – групповая скорость волн [5].

Геоморфологические и океанографические особенности района

Губа Дальнезеленецкая в геоморфологическом отношении представляет собой мелководный залив, отделенный от открытой акватории Баренцева моря цепочкой островов. Губа ориентирована параллельно береговой линии, в ее строении участвуют две впадины и подводное плато.

Годовая температура воды в губе в среднем составляет 4.82 ± 0.11 °C ($n=960$). Самые низкие температуры наблюдаются в феврале-марте. Максимальный прогрев воды фиксируется в июле-августе, достигая 13.5°C. Начиная с конца августа, температура воды постепенно снижается. Годовая

соленость воды в губе в среднем составляет $33.552 \pm 0.09\%$ ($n=934$). Начиная с апреля, соленость воды постепенно понижается, максимальное опреснение до 20% происходит в период схода снежного покрова, затем до конца летнего периода соленость в губе не подымается выше 33%. В целом в литоральной зоне скорость абразионного процесса в 2012-18 гг. не зависела от изменения температуры и солёности воды.

Погодные условия периода наблюдений

Среднегодовые температуры воздуха изменялись от 1.6 до 2.9°C (табл. 1). По температурным показателям резко выделяется 2015-16 гг., разделяя весь период наблюдений на две части. В период 2012-15 гг. происходило небольшое похолодание с уменьшением суточных колебаний температур и выравнивание абсолютных значений зимних и летних температур (табл. 1). Период 2016-18 гг. был относительно теплым с увеличением суточных колебаний и летних температур воздуха.

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе.

Температуры воздуха, t°C	Период наблюдения, год					
	2012-	2013-	2014-	2015-	2016-	2017-
	13	14	15	16	17	18
Среднегодовая	1.9	1.8	1.6	2.9	1.9	1.8
Среднесуточный градиент	4.1	3.7	3.2	3.5	3.6	4.0
Max	28.7	26.2	22.2	27.8	24.0	29.9
Min	-18.2	-20.8	-19.7	-22.4	-19.0	-19.0

Таблица 2. Изменения ветрового режима в районе.

Период	Среднегодовая скорость, м/с	Доля ветров (м/с), %				
		<3	3-7	7-12	12-16	>16
2012-13 гг.	6.7	15.5	40.4	38.2	4.5	1.4
2013-14 гг.	6.9	19.9	36.9	31.7	10.1	1.4
2014-15 гг.	7.3	12.1	36.8	36.6	11.3	3.1
2015-16 гг.	6.3	18.4	48.7	28.6	3.5	0.8
2016-17 гг.	7.0	16.2	41.0	33.7	6.6	2.5
2017-18 гг.	6.5	16.6	46.9	25.6	8.7	2.2

По изменению ветрового режима выделяется 2014-16 гг. (табл. 2-4). В 2014-15 гг. наблюдалась максимальная среднегодовая скорость ветра, доля ветров со скоростью >7 м/с, превысило 50%, штормов было мало (табл. 3), суммарный удельный поток энергии волн превышает 4 кДж/с (табл. 4). В 2015-16 гг. отмечалась минимальная среднегодовая скорость ветра, преобладали слабые ветры (табл. 2), регистрировалось малое количество штормов (табл. 3), что даже при высокой доле нагонных ветров, удельный поток энергии волн менее 3.5 кДж/с (табл. 4).

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей в районе.

Количество	Период наблюдения, год					
	2012-13	2013-14	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18
штормов	49	50	51	43	61	55
штилей	24	25	26	30	29	32
штормовой коэффициент	2.04	2.00	1.96	1.43	2.10	1.72

Этап 2012-13 гг. характеризуется невысокой среднегодовой скоростью ветра, максимальной долей сильных и нагонных ветров, что отразилось в суммарном потоке энергии волн (табл. 4). Количество штилей было минимальным, что предопределило высокий штормовой коэффициент (табл. 3). По ветровому режиму этапы 2013-14 гг. и 2016-17 гг. схожи. Среднегодовая скорость ветра 6.9 и 7.0 м/с (соответственно), доля сильных и штормовых ветров более 40%, но в 2013-14 гг. доля нагонных ветров превышала 31%, а в 2016-17 гг. – менее 26% (табл. 4), что отразилось в удельном потоке энергии волн и количестве штормов (табл. 3, 4). Период 2016-17 гг. – самый штормовой этап наблюдения, более пяти штормов в месяц.

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров.

Период, год	Направление ветра								E _w
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	
2012-13	9.8	7.8	7.9	6.9	10.4	42.4	6.8	7.9	4.74
2013-14	13.9	7.2	11.3	3.1	7.8	35.8	12.5	8.4	4.58
2014-15	12.9	3.5	10.9	2.2	6.2	42.5	12.3	9.5	4.12
2015-16	9.6	3.1	5.9	3.5	12.6	41.7	10.2	13.4	3.49
2016-17	12.5	6.5	8.9	3.3	3.5	41.3	10.8	13.2	4.01
2017-18	10.6	8.6	8.5	3.2	4.9	44.8	8.2	11.2	3.78

Результаты исследований абразийного процесса и их обсуждение

В предыдущий период экспериментальных исследований 2004-12 гг. интенсивность разрушения горных пород уменьшалась от верхнего к нижнему литоральному горизонту и зависела от температур воздуха и ветрового режима [1–4]. В 2012-18 гг. средняя скорость абразийного разрушения горных пород составила: общая 40 ± 3 мкм·г⁻¹ (n=126), глыб 49 ± 4 мкм·г⁻¹ (n=83), валунов 22 ± 3 мкм·г⁻¹ (n=43).

В 2012-16 гг. происходило снижение скорости абразии: в 2012-13 гг. – 69 ± 6 мкм·г⁻¹, в 2013-14 гг. – 48 ± 8 мкм·г⁻¹, в 2014-15 гг. – 33 ± 4 мкм·г⁻¹ и в 2015-16 гг. – 17 ± 3 мкм·г⁻¹. В 2016-17 гг. произошла активизация разрушения горных пород, средняя скорость составила 53 ± 6 мкм·г⁻¹, в 2017-18 гг. скорость абразии снизилась до 28 ± 4 мкм·г⁻¹.

Вряд ли период 2012-14 гг. следует рассматривать как этап интенсивного разрушения горных пород, так как более интенсивное разрушение только что внесенных в прибойную зону образцов наблюдалось всегда [4]. Но игнорировать это нельзя, так как погодные условия этого периода способствовали интенсивному разрушению горных пород (табл. 1-4).

В 2015-16 гг. наблюдалось снижение скорости абразии (глыб до 26 ± 6 мкм·г⁻¹, валунов – 3 ± 3 мкм·г⁻¹). Это было вызвано изменением погодных характеристик: возросла среднегодовая температура, снизился среднесуточный градиент температур, уменьшилась среднегодовая скорость ветра и доля сильных ветров, снизилось доля северных и северо-восточных ветров, количество штормов уменьшилось, штилей увеличилось (табл. 1-4).

В 2016-17 гг. произошла активизация абразионного процесса, средняя скорость разрушения глыб составила 63 ± 7 мкм·г⁻¹, валунов – 34 ± 7 мкм·г⁻¹. В этот этап увеличилась среднегодовая скорость ветра, доля средних и сильных ветров превысила 40%, возросла доля нагонных ветров, увеличился удельный поток энергии волн и количество штормов (табл. 1-4).

В 2017-18 гг. интенсивность абразии снизилась: глыб до 31 ± 6 мкм·г⁻¹, валунов – 21 ± 6 мкм·г⁻¹. В это время уменьшилась среднегодовая скорость ветра, доля сильных ветров и количество штормов (табл. 1-4).

Если в целом в 2012-18 гг. происходило уменьшение скорости абразии от верхнего к нижнему литоральному горизонту, то в 2014-15 гг. наблюдалась обратная последовательность. По погодным условиям 2014-15 гг. сильно отличается от других этапов наблюдения (табл. 1-4).

Верхний литоральный горизонт

В 2012-18 гг. на верхнем горизонте скорость разрушения горных пород в среднем составляла: общая – 46 ± 6 мкм·г⁻¹ (n=42), глыб – 58 ± 8 мкм·г⁻¹ (n=28), валунов – 22 ± 4 мкм·г⁻¹ (n=14). В 2015-16 гг. и 2017-18 гг. наблюдалась низкая скорость абразии (28 ± 7 и 30 ± 10 мкм·г⁻¹ соответственно). Минимальная скорость абразии наблюдалась в 2014-15 гг. (18 ± 4 мкм·г⁻¹), когда интенсивное ветровое волнение не оказало влияние на абразионный процесс, а снижение температурных показателей замедлило его (табл. 1-4).

Средний литоральный горизонт

На среднем горизонте литорали средняя скорость абразионного разрушения горных пород в 2012-18 гг. составила: общая 38 ± 4 мкм·г⁻¹ (n=48), глыб 47 ± 6 мкм·г⁻¹ (n=32), валунов 19 ± 5 мкм·г⁻¹ (n=16). Высокая скорость абразионного разрушения горных пород наблюдалась в 2013-14 гг. и 2016-17 гг., низкая – в 2015-16 гг. и 2017-18 гг.

Этапы с низкой скоростью абразии характеризуются небольшой среднегодовой скоростью ветра, с высокой долей слабых ветров и малой долей нагонных ветров с небольшим удельным потоком энергии волн и небольшим штормовым коэффициентом (табл. 2-4). Этапы с высокой скоростью абразии характеризуются: средними температурными показателями, большой среднегодовой скоростью ветра с высокой долей сильных ветров и большим штормовым коэффициентом (табл. 1-3).

Нижний литоральный горизонт

На нижнем горизонте литорали средняя скорость абразионного разрушения горных пород в 2012-18 гг. составила: общая 33 ± 5 мкм·г⁻¹ (n=33), глыб 39 ± 7 мкм·г⁻¹ (n=21), валунов 22 ± 6 мкм·г⁻¹ (n=12).

Максимальная скорость абразии зафиксирована в 2012-13 гг., подобная скорость отмечена впервые. С большой долей вероятности, это было обусловлено двумя факторами. Во-первых, это первый год после постановки образцов. Во-вторых, ветровым режимом (табл. 2-4). Минимальная скорость абразии (7 ± 2 мкм·г⁻¹ (n=6)) наблюдалась в 2015-16 гг., напрямую связана

с погодными условиями (табл. 1-4). В 2014-15 гг. и 2016-17 гг. происходит усиление скорости абразии ($38 \pm 13 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$ и $41 \pm 7 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$ соответственно). Это два самых ветреных этапов (табл. 2-4). Так как, абразионный процесс на нижнем горизонте литорали почти не осложнен континентальными процессами денудации [4], можно предположить, что в эти этапы произошла активизация абразионного процесса.

Верхняя сублиторальная зона

Впервые в 2017-18 гг. удалось получить данные о скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне. Средняя скорость разрушения составила $29 \pm 13 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$, глыбы микроклинового гранита – $54 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$, валунов микроклинового гранита – $17 \pm 2 \text{ мкм} \cdot \text{г}^{-1}$, что выше скорости разрушения горных пород в сопредельной литоральной зоне.

Заключение

Средняя скорость абразии за 2012-18 гг. достоверно не изменилась по сравнению с предыдущими годами исследования [4]. Полученные данные свидетельствуют, что изменение океанографических характеристик водной массы не оказывают влияния на скорость абразии, а главным фактором изменений выступает ветровое волнение.

Работа выполнена в рамках темы НИР ММБИ КНЦ РАН: 9-18-03 (№ госрегистрации АААА-А18-118030690060).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малавенда С.В., Митяев М.В., Малавенда С.С., Герасимова М.В. Обрастание макрофитами крупнообломочного материала в зависимости от скорости абразии (Мурманское побережье) // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 99–103.
2. Митяев М.В., Герасимова М.В. Скорость абразии грубообломочного материала на литорали Мурманского побережья // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 120–123.
3. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
4. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2014. 226 с.
5. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд. МГУ, 1998. 176 с.

The study of abrasive destruction of rocks at different horizons of the littoral zone in the Dalneselenetskaya Bay (Murmansk coast) was carried out. It is revealed that the abrasion rate of coarse-grained material in 2012-18 on average, it was $40 \pm 4 \text{ } \mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$, the average rate of destruction of blocks was $49 \pm 4 \text{ } \mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$, and boulders – $22 \pm 3 \text{ } \mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$. The data obtained indicate that changes in the oceanographic characteristics of the water mass of the lip do not have a significant effect on the speed of the abrasion process, and the main factor in changing the rate of destruction of rocks on the coast is wind waves.

Найдина О.Д.¹, Баух Х.А.²

(¹Геологический институт РАН, Москва, onaidina@gmail.com ; ²АВИ/ГЕОМАР, Киль, ФРГ)

Палинологическое обоснование голоценовых отложений моря Лаптевых и изменение условий в Арктике

Naidina O.D.¹, Bauch H.A.²

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²AWI/GEOMAR, Kiel, Germany)

Palynological substantiation of Holocene deposits of the Laptev Sea and changing conditions in the Arctic

Ключевые слова: шельфовые осадки Арктики, голоцен, палеосреда, пыльца, фораминиферы, остракоды.

Сопоставление палинологических и микрофаунистических результатов российско-германских морских и полярных исследований показывает, что потепление климата и изменения окружающей среды на побережье совпадают с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых.

На стыке веков появились первые результаты многодисциплинарных исследований донных осадков шельфа моря Лаптевых, полученные по изучению различных, в том числе и палинологических, микрофоссилий [3–5, 7–8]. Палинологические, как и микрофаунистические, изучения донных осадков весьма важны для реконструкции и понимания условий формирования палеоклимата. Подобные исследования позволят объяснить многие особенности современного и будущего состояния природы и изменений климата Арктики. Эволюция палеосреды региона моря Лаптевых пока полностью не восстановлена и находится в стадии изучения [1–2].

Основой для палинологического анализа и восстановления условий в голоцене послужили пробы из субрецентных осадков моря Лаптевых и керн нескольких колонок с внутреннего шельфа. Абсолютный возраст изученных осадков охватывает диапазон времени последних 11 тысяч лет и определен методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS¹⁴ C) по биогенному кальциту раковин остракод и фораминифер [6]. На основе изучения колонок ряда скважин и распределения современной пыльцы по акватории моря обнаружено, что пыльцевые спектры из морских отложений отражают интегрированное представление об условиях региона – о смене растительности и климата региона в течение голоцена. Установлено, что тёплым эпохам голоцена соответствуют фазы развития древесной растительности. Реконструировано повышение температурного фона в раннем и среднем голоцене, свидетельствующее о неравномерном потеплении климата с 7 тысяч лет по 5,5 тысяч лет.

Палинологическим методом выявлено, что в керне колонок с внутреннего шельфа присутствует пыльца древесных растений *Abies*, *Picea*, *Pinus pumila*, *P. sibirica*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*. Выявлено, что среди пыльцы рода *Pinus* в осадках моря Лаптевых преобладает пыльца кедрового стланика [4]. Среди травянистых тундровых растений преобладает пыльца осок, определены пыльцевые зёрна *Ericaceae*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Rosaceae*, *Saxifragaceae*, *Cruciferae*. Количество спор незначительно. Пыльцевые зоны, отражающие фазы в развитии растительности, выделены на спорово-пыльцевых диаграммах.

Смена растительности и условий в конце голоцена в регионе моря Лаптевых происходила не менее пяти раз и в пределах единой тундровой зоны. Установлено, что при потеплении развивались тундры с ольховником, а при похолодании возобновлялась мохово-кустарничковая растительность северной подзоны типичной тундры. Палинологические данные из осадков моря Лаптевых свидетельствуют, что начиная с 1.8 тыс. лет и почти до 0.3 тысяч лет назад июльские температуры воздуха были ниже, чем в климатический оптимум голоцена [3–5], но превышали современные.

Сопоставление результатов палинологического (пыльца, споры), микрофаунистического (остракоды, фораминиферы) анализов и радиоуглеродного AMS-датирования [5–6] керна колонок из восточной части внутреннего шельфа моря Лаптевых показывает, что радикальные изменения на море и на суше происходили с 1.5 по 1.7 тысяч лет. В этом диапазоне времени наблюдается максимальное разнообразие в составе микрофоссилий. Почти 200 лет, судя по таксономическому составу микрофауны и появлению термофильной пыльцы, продолжалось вторжение теплых атлантических вод. В это время возрастала температура воздуха, количество атмосферных осадков и на побережье распространялась растительность южных тундр с ольховником. Состав микрофауны свидетельствует о развитии в позднем голоцене на шельфе эстуарного опресненного бассейна с сильным влиянием речного стока и эпизодическим проникновением вод из Атлантики.

Сравнением результатов палинологического и микрофаунистического анализов выявлено, что проникновение атлантических вод на шельф приводило к потеплению и эволюции природной среды Арктики. Установлено, что условия в регионе моря Лаптевых в течение последних 2.3 тысяч лет в целом были более стабильные, чем в начале голоцена, когда происходило относительно быстрое и неравномерное потепление климата. Выполненные исследования позволяют прогнозировать будущие изменения природной среды Северной Евразии в связи с потеплением и катастрофическим таянием подводной мерзлоты на шельфе [9].

Работа выполнена по теме государственного задания № 0135-2019-0057 Геологического института РАН и в рамках российско-германского сотрудничества.

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. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
4. Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
5. Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 92–103.
6. 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.
7. 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.
8. 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.
9. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., et al. Modern rates and mechanisms of permafrost degradation in the East Siberian Arctic shelf // *Nature Communications*. 2017. V. 8. No 15872.

Comparison of the palynological and microfaunistical results of the Russian-German marine and polar researches shows that warming of climate and environmental changes on the coast coincide with advection of the Atlantic waters in the Laptev Sea.

Немировская И.А.

(ИО РАН, Москва; e-mail: nemir44@mail.ru)

Особенности распределения и состав углеводородов в устьевых областях арктических рек

Nemirovskaya I.A.

(IORAS, Moscow)

Features of the distribution and composition of hydrocarbons in the estuarine areas of arctic rivers

Ключевые слова: углеводороды, органическое вещество, Арктика, взвесь, донные осадки, геохимический барьер.

Обобщены данные по изучению алифатических и полициклических ароматических углеводородов (в сопоставлении с содержанием липидов, C_{org} , хлорофилла «а») в воде и донных осадках в Карском, Лаптевом, Восточно-Сибирском морях. Особое внимание уделено геохимическому барьеру рек Сев. Двина, Обь, Енисей, Лена, Хатанга – море, где трансформация органических соединений, в том числе и углеводородов, происходит в большей степени.

Интерес к изучению углеводородов (УВ) в экосистеме арктических морей обусловлен не только высоким нефтегазоносным потенциалом арктического шельфа, но и современными процессами, происходящими с органическим веществом, неотъемлемой частью которого они являются. Поэтому арктический регион не рассматривается как периферия, а скорее становится центром международного внимания.

С целью определения латеральной и межгодовой изменчивости, а также происхождения углеводородов (УВ) проведено их изучение в Баренцевом море и на трансарктическом разрезе в Белом (устье Сев. Двины), Карском (устья Оби и Енисея), Лаптевых (устья Лены и Хатанги) и Восточно-Сибирском (устья Колымы и Индигирки) морях в рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш».

УВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, состав алканов – методом капиллярной газожидкостной хроматографии, состав полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии, C_{org} – методом сухого сжигания, хлорофилл *a* (хл *a*) – флуоресцентным методом.

В поверхностных водах Баренцева моря установлены низкие концентрации УВ во взвеси (в среднем 2.8–8.3 мкг/л). С переходом от осени 2016 г. к лету 2017 г. во всех исследованных районах моря произошло незначительное увеличение концентраций УВ, которое определялось гидробиологическими процессами, так как совпадало с изменением концентраций взвеси и хл *a*. Максимальная концентрация (92 мкг/л) установлена при таянии льда у южной

оконечности Шпицбергена, а повышенные – в районах коколитофоридного цветения (до 11 мкг/л). Пониженное содержание УВ приурочено к северной части моря с низкой первичной продукцией. В толще воды на распределение УВ оказывает влияние образование пикноклина, а в придонных горизонтах – нефелоидные потоки взвеси. В донных осадках увеличение концентраций УВ (до 48–50 мкг/г в поверхностном слое) приурочены к зонам разломов (Медвежинскому желобу и к углистым месторождениям Шпицбергена). Разгрузки эндогенных флюидных потоков оказывают влияние на распределение и состав УВ в толще донных осадков и в придонных водах. Согласно соотношениям основных маркеров, в составе алканов в изученных голоценовых осадках интенсивно происходят процессы трансформации УВ, что приводит к отсутствию связей в их распределении с C_{org} .

Воды окраинных морей Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское можно отнести к эстуарно-шельфовым, так как они находятся под влиянием таких крупных рек: Сев. Двина, Обь, Енисей, Лена, и др. До последнего времени считалось, что решающий вклад в суммарное поступление нефтяных УВ в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год. Действительно, органическое вещество, поставляемое реками, распространяется на огромные пространства Арктического бассейна. Наши исследования показали, что общим для всех устьевых районов арктических рек является уменьшение концентраций УВ с увеличением солёности (рис. 1).

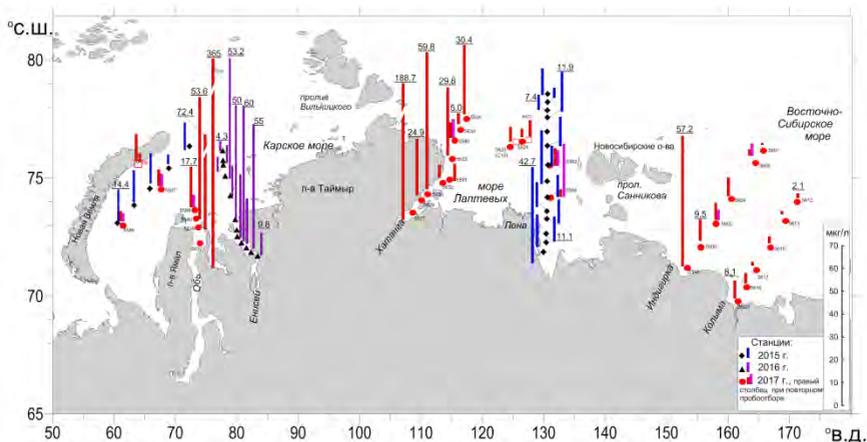


Рисунок 1. Распределение углеводородов (мкг/л, подчеркнуто над столбцами) во взвеси поверхностных вод в разные годы исследования (внизу столбцов – номера станций).

Потери в концентрациях превышали в отдельных случаях 90% от выноса УВ рекой. В общих чертах распределение УВ совпадало с распределением

взвеси. Если в пелагиале морей содержание УВ близко к фоновому (2–7 мкг/л), то в водах, находящихся под влиянием рек, концентрации УВ значительно выше. При этом большое значение имеет сезон отбора проб, так как в половодье в реки поступает большое количество загрязнений, накопленных за зиму.

Многолетние исследования в устье Сев. Двины показали, что в поверхностных водах во время половодья резко увеличивается содержание УВ, особенно во взвешенной форме. В зависимости от силы паводка концентрации УВ колебались в среднем в интервале 90–314 мкг/л. Однако в составе алканов в этот период доминировали не нефтяные, а терригенные высокомолекулярные гомологи. Влияние нефтяных УВ проявлялось в низких величинах СРІ (отношение нечетных к четным гомологам в высокомолекулярной области) – 1.08–1.45, а также преобладание фитана над пристаном ($Pr/Pf=0.20–0.55$). В донных осадках на нефтяное происхождение УВ указывало доминирование нафталина и его производных в составе ПАУ, а повышенные концентрации пирена – на поступление продуктов сгорания топлива.

Во время межени содержание УВ снижалось в среднем до 16–48 мкг/л. Аномально высокие концентрации УВ были установлены в 2018 г. в физико-химической зоне маргинального фильтра, где при солёности 8.2 psu количество УВ составило 289 мкг/л, и оказалось выше, чем в речных водах – 126 мкг/л (рис. 2).

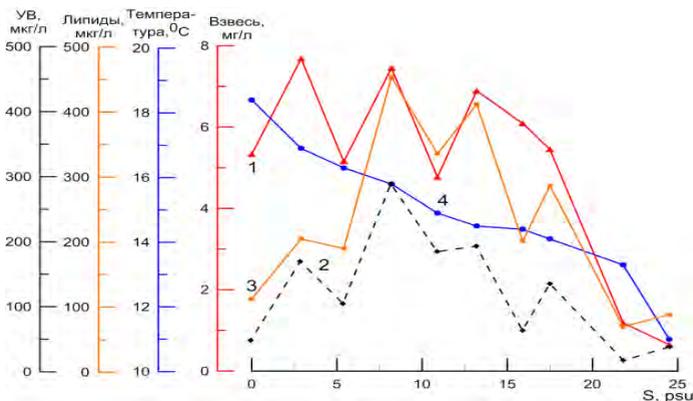


Рисунок 2. Изменчивость концентраций различных соединений на границе р. Северная Двина – Двинский залив в зависимости от солёности во время межени (2018 г.): 1–липиды, 2 – УВ, 3 – взвесь, 4 – температура.

Коэффициенты корреляции (r) между взвесью и УВ изменялись в разные годы и сезоны от 0.67 до 0.88. Зимой увеличивалась концентрация растворенной формы УВ из-за преобладающего питания Сев. Двины болотными водами. При этом содержание $C_{\text{опр}}$ во взвеси достигало своей

минимальной концентрации в годовом цикле – 0.25 мг/л. В толще донных осадков Двинского залива в анаэробных условиях УВ трансформируются легче, чем $C_{\text{орг}}$. Максимум концентраций УВ приурочен к слою 4.5–5 см (до 66 мкг/г), где они образуются за счет распада неуглеводородных органических соединений.

На концентрации УВ также влияют приливно-отливными движения воды, абразия берега, русла и островов, а также направление ветра. В частности, в Обской губе в начале сентября 2017 г. опресненный поверхностный слой был прижат к восточному берегу. Через месяц, из-за изменения ветровых условий опресненный слой распространился на север и северо-запад, неся с собой дополнительное количество взвешенного вещества. Поэтому на ст. 5588_2 по сравнению со ст. 5588 в поверхностном слое содержание взвеси увеличилось с 0.46 до 2.60 мг/л, а количество УВ наоборот снизилось с 18 до 6 мкг/л, возможно из-за разложения при выветривании (рис. 1). Поэтому взвесь здесь не являлась контролирующим фактором: $r(\text{взвесь}-\text{УВ})=0.42$ ($n=7$).

На распределение УВ также оказывает влияние водосбор рек. В частности, различия между содержанием УВ и взвеси в устьевых областях Оби и Енисея связаны с характером пород, слагающих бассейны этих двух рек. В отличие от Оби, сток Енисея зарегулирован. В результате произошло снижение поступления наносов более чем в 2 раза: с 13 до 4.9 млн. т/год. Для устья Оби, так же как Сев. Двины, в интервале солёности 0.05-0.6 psu доминировала растворенная форма и отношение ($УВ_p/УВ_b$) изменялось от 1.65 до 1.35. С увеличением солёности концентрации $УВ_p$ уменьшались, а $УВ_b$ увеличивались, и при $S=6$ psu минимум растворенных форм соответствовал максимуму взвешенных ($УВ_p/УВ_b=0.18$), так как растворенные органические соединения переходят во взвешенные. При этом содержание $УВ_b$ в пересчете на мг взвеси увеличивалось в 8.5 раз (с 2 до 16.9 мкг/мг). Напротив, в устье Енисея отношение $УВ_p/УВ_b$ с увеличением солёности возрастало от 0.77 до 5, и концентрации растворенных органических соединений в речных водах оказались даже ниже, чем в биологической части маргинального фильтра. Это отличает устьевую область Енисея от Сев. Двины и Оби – арктических рек, протекающих по почвам, богатым гумусом, где в устьевых областях доминируют $УВ_p$.

Повышенные концентрации УВ (до 189 мкг/л), установленные в устье р. Хатанга (рис. 1), вызваны высокими концентрациями взвеси (до 22 мг/л). Распределение маркеров в составе алканов указывало преобладание соединений, генетически связанных с наземной растительностью. Концентрация взвеси оставалась контролирующим фактором в распределении УВ: $r(\text{взвесь}-\text{УВ})=0.76$ ($n=17$). Взаимодействие течений этой реки с приливами в зоне узкого устья приводит к столь высоким

концентрациям взвеси, и повышенные концентрации УВ обусловлены природными процессами. Уменьшение продуктивности вод с западных арктических морей к восточным сказывается и на концентрациях УВ. Поэтому минимальное их содержание установлено в поверхностных водах Восточно-Сибирского моря (2–3 мкг/л, рис. 1)

В процессе седиментации изменялся состав алканов. В верхнем фотическом слое при массовой генерации взвеси биопродуцентами господствует биогенный тип, и возрастает роль автохтонных биогенные маркеров: n -C₁₅, -C₁₇. При этом могут наблюдаться значительные сезонные отличия в составе алканов, связанные с продукцией фито- и зоопланктона. В глубинных горизонтах при массовом распаде пеллет и поступлении взвеси из нефелоидных слоев, увеличивалось количество высокомолекулярных нечетных алканов, наиболее стойких к разложению. Климатические изменения, приводящие к ускоренной деградации береговых ледовых комплексов, могут способствовать увеличению содержания взвеси в приустьевых участках Лены и Колымы, а также в большинстве прибрежных районов Восточно-Сибирского моря.

Типичным для состава алканов донных осадков так же, как для придонных горизонтов является доминирование терригенных нечетных гомологов. Было установлено, что в осадках моря Бофорта, несмотря на возросшую промышленную деятельность, связанную с нефтью, также преобладали биогенные, в основном терригенные УВ, и в последние три десятилетия осадки в целом оставались незагрязненными. Поэтому и в балансовых расчетах, проведенных для Карского моря, доля терригенного C_{орг} оценивается в 1.15×10^6 (85% от общей массы), а морского – 0.23×10^6 т/год. Учитывая преимущественный состав УВ в воде и донных осадках прибрежной зоны Белого, Карского и Лаптевых морей, можно заключить, что маргинальные фильтры рек справляются с поступающими загрязнениями. Мнение о том, что реки являются основным источником нефтяного загрязнения шельфа арктических морей явно преувеличен

Автор благодарен З.Ю. Реджеповой за отбор проб и графическую обработку результатов, Л.В. Деминой, Г.А. Сычковой и А.В. Храмцовой за помощь в проведении анализов.

Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007), обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ (проект 19-17-00234).

The data on the study of aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons (in comparison with the content of lipids, C_{орг}, chlorophyll “a”) in water and bottom sediments in the Barents, Kara, Laptev, East-Siberian seas were generalized. Particular attention is paid to the geochemical barrier of the river (Northern Dvina, Ob, Yenisei and Lena) - the sea, there were transformation of organic compounds, including hydrocarbons.

Немировская И.А., Козина Н.В., Халиков И.С., Титова А.М.
(ИО РАН, Москва; e-mail: nemir44@mail.ru)

Органические соединения в системе аэрозоли-снег-поверхностные воды-почвы-мхи-лишайники (Антарктика, 64 РАЭ)

Nemirovskaya I.A., Kozina N.V., Khalikov I.S., Titova A.M.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Organic compounds in the aerosol-snow-surface water-soil-moss-lichen system (Antarctica, 64 RAE)

Ключевые слова: Антарктика, аэрозоли, взвесь, поверхностные воды, почва, мхи, лишайники, органическое вещество, углеводороды

Приведены данные по изучению органических соединений: C_{org} хлорофилла, углеводов (алифатических и полициклических ароматических) и взвеси по маршруту НЭС «Академик Федоров» и на материке Антарктида в аэрозолях, и в снеге, льдах, почвах, лишайниках и мхах в районе российских станций (2019 г. 64 РАЭ) в сопоставлении с исследованиями 2003–2014 гг.

Природа Антарктиды привлекает особое внимание исследователей, так как этот регион является наименее нарушенным и отличается низкой изученностью геохимических процессов. Ранее считалась, что удаленность этого района от промышленных центров позволяет изучать фоновые характеристики различных соединений. В тоже время прибрежные акватории антарктического континента не могут считаться экологически чистыми, так как деятельность научных станций, развитие туризма и транспорта приводят к их загрязнению различными соединениями, в том числе, и органическими. В частности, на станции Мак-Мёрдо в летний сезон может находиться более 1000 человек, которых необходимо обеспечить комфортными условиями для проживания. Перегрузка и потребление топлива стали штатными ситуациями в Антарктиде. Основная цель наших исследований в рейсах Российской Антарктической Экспедиции (РАЭ) в Южном океане состоит в изучении компонентов органического вещества (ОВ) в биогеохимических и криобиологических процессах. Эти исследования традиционно проводятся по маршруту судна, так как в поверхностных водах эоловый материал смешивается с водной взвесью и включается в вертикальные и горизонтальные потоки, то есть по пути движения судна происходит взаимодействие 4-х сфер: атмосферы, гидросферы, биосферы и криосферы. Поэтому геохимическая барьерная зона атмосфера–вода является важной областью океанической седиментационной системы. На материке отбирали пробы снега, почв, мхов и лишайников для определения влияния деятельности российских станций

на экологию Антарктиды. Несмотря на низкие антарктические температуры в морской среде фитопланктон высоких широт интенсивно синтезирует автохтонные ОВ, в том числе и липиды и УВ. Липиды могут служить не только маркерами эволюции и преобразования ОВ в морской экосистеме, но и трассерами их поступления в данную акваторию и распространения в ней. С оловой взвесью поступает терригенное ОВ, концентрирующееся в снеге и льдах. Изучение этих соединений позволяет выявить источник их поступления в результате атмосферного переноса.

Полученные данные показали, что количество частиц аэрозоля в приводном слое атмосферы в 2019 г. по маршруту НЭС «Академик Федоров» изменялось в диапазоне 2655–24236 частиц/л в зависимости от района исследования. В прибрежных районах Антарктики к основным источникам аэрозолей относятся морские соли, поступающие из океанических вод, а также специфическая антарктическая флора и микроорганизмы. Антарктида закрыта ледовым щитом и собственных аэрозолей практически не дает. Здесь по сравнению с другими районами в атмосфере содержится минимальное количество аэрозольных частиц. Поэтому средние концентрации аэрозолей для фракции 0.3–1 мкм увеличивались по маршруту судна в последовательности (частиц/л): район Антарктики (6182) < Южная Атлантика (9130) < разрез Кейптаун-Антарктика (17338) < Северная Атлантика (24236). Однако в прибрежных водах Антарктики, где на холмах отсутствовал снег, количество частиц в атмосфере возрастало. Поэтому наблюдалось резкое увеличение их концентраций в отдельных пробах. В частности, при приближении к ст. Беллинсгаузен при ветре 16 м/сек количество частиц 0.3-1 мкм увеличивалось более, чем в 27 раз до 21519 частиц/литр (рис. 1а). Кроме того, при большой силе ветра происходит сильное выдувание пены и частиц с морской поверхности. Это увеличивает их общее количество в атмосфере, что, вероятно происходило между станциями 34–37.

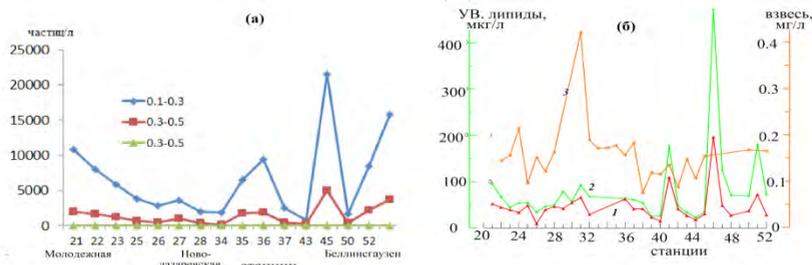


Рисунок 1. Распределение в районе Антарктиды приводного аэрозоля (а), липидов, УВ и взвеси в поверхностных водах (б).

Поэтому и для снежного покрова на материке в районе антарктических станций характерны низкие концентрации органических соединений (ОС). Увеличение содержания ОС (исключая хл *a*) и взвеси происходит в районах оазисов. В частности, межгодовая изменчивость концентраций УВ в снежном покрове озер в районе ст. Новолазаревская связана с различной циркуляцией атмосферных потоков из оазиса Ширмахера. Однако количество УВ во взвеси снега не зависело только от концентрации взвеси, так как не происходило синфазного изменения их концентраций. В частности, максимальная концентрация УВ в 2012 г. была определена в снеге оз. Верхнее – 360 мкг/л при концентрации взвеси 0.78 мг/л. Напротив, в снеге оз. Станционное при концентрации взвеси 4.15 мг/л, концентрация УВ составила всего 22 мкг/л.

Необычное распределение взвеси и ОС установлено в снежно-ледяном покрове оз. Китеж на ст. Беллинсгаузен. Снег содержал много взвеси минерального происхождения (из-за выветривания незащищенных снегом почв), поэтому и содержание хл *a* было низким. Максимальное количество взвеси содержалось в шуге, которая аккумулирует ее частицы при замерзании.

В поверхностных водах на широтном разрезе вдоль Антарктики, концентрации УВ во взвеси изменялись в интервале 9–65 мкг/л (в среднем 37 мкг/л, $n=21$, рис. 1б). При этом их содержание коррелировало с концентрацией липидов ($r=0.86$), но не зависело от содержания взвеси ($r=0.13$). Изменения гидрологических параметров имеют мезо- и микромасштабный характер. Концентрации взвеси подвержены локальной изменчивости, что обусловлено не только гидрологическими факторами. При подходе к берегам Антарктиды часто наблюдается понижение температуры, вызванное стоковыми ветрами, которые дуют почти с постоянной скоростью с материка в сторону океана. Ветровое воздействие приводит к сгону поверхностной воды от кромки припайного льда в открытое море и подъему глубинных водных масс богатых биогенными элементами. Но из-за быстрого обмена вод, фитопланктонное сообщество не успевает развиваться, что приводит к низким значениям концентрации хлорофилла «а» и органического углерода во взвеси. В частности, в районе ст. Молодежной биогенные частицы взвеси были представлены скелетами диатомовых водорослей 10–20 мкм хорошей сохранности, которые составляют значительную часть пробы. Минеральная часть взвеси состояла из крупных неокатанных частиц в виде единичных обломков изометричной формы, с острыми краями, размером 20–45 мкм (около 10 % от объема пробы). Кроме того, обнаружены субмикронные алюмосиликаты из группы смектитов (не более 3% от объема пробы), которые в различной степени покрывают все другие частицы и перемешаны с другими ОС. В районе ст. Беллинсгаузен в поверхностных водах взвесь также представлена биогенными частицами диатомовых водорослей, но здесь в ее составе минеральные частицы отсутствовали. Примечательно,

что рост концентрации аэрозолей на ст. 45, сопровождался увеличением содержания взвеси, липидов и УВ (рис. 1б).

На материке подледная вода озер отличалась повышенными концентрациями всех изучаемых ОС, что может указывать на интенсивность биологических процессов, протекающих в озерах в период открытой воды.

Антарктическая почва представляет собой выветренные породы. Содержание УВ и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в почве резко увеличивалось в районах станций, в местах перегрузки и хранения топлива. В частности в почвах ст. Новолазаревская максимальная концентрация УВ ранее была установлена вблизи ДЭС (2336–2463 мкг/г). Согласно данным 2012 г. концентрация $C_{\text{орг}}$ в почве в районе ДЭС увеличивалась по сравнению с незагрязненной почвой в 20 раз (с 0.01 до 0.21%), а количество УВ в 480 раз (с 9 до 4453 мкг/г), т.е. ОВ практически полностью состояло из УВ. Однако в 2010–2014 гг. концентрация УВ в районе ДЭС (2300–2400 мкг/г) снизилась по сравнению с 2008 г. (9800 мкг/г) и особенно по сравнению с 2001 г. (32500 мкг/г). В 2019 г. содержание УВ здесь колебалось в интервале 15–17 мкг/г. Однако в составе $C_{\text{орг}}$ их доля изменялась от 1.7 до 3.85%, что может указывать на загрязнение их нефтью, так как в почвах, удаленных от станций, доля УВ составляла всего 0.31–0.53%.

Увеличение концентраций ОС происходило в лишайниках, мхах и в пробах шучки антарктической (высшее сосудистое растение *Deshampsia Antarctica*). Несмотря на то, что в пересчете на сухой вес в этих объектах содержание УВ было довольно высоким (>50 мкг/г), и выше, чем в почвах, их доля в составе $C_{\text{орг}}$ в почвах выше (до 6.3 %), чем в мхах и лишайниках (<1% от $C_{\text{орг}}$, рис. 2). Однако в мхах на побережье оз. Глубокое при содержании ПАУ 19–83 нг/г, доля нафталинов, маркирующих нефтяные арены, колебалась в интервале 63–68% от суммы, а в почвах – не превышала 17%.

Таким образом, по всему маршруту судна традиционно доминировали частицы 0.3–1 мкм, так как мелкие частицы легче поднимаются с земли и переносятся ветром на большие расстояния. В районе материка Антарктида на долю частиц аэрозоля 0.3–1 мкм приходилось 76–92% от суммы. При этом в распределении мелких частиц (0.3–1 и 1–5 мкм) наблюдалась корреляция: $r=0.99$ ($n=13$), а частицы >5 мкм обнаружены лишь в отдельных пробах (рис. 1а). В открытом океане на разрезе Кейптаун–Антарктика содержание частиц аэрозоля зависело от силы ветра, и выдувания их с морской поверхности ($r=0.82$). На субширотном разрезе у берегов Антарктики эта связь между силой ветра и концентрациями аэрозолей была значительно слабее ($r=0.34$). Количество частиц увеличивалось при поступлении аэрозолей с материка, из-за разрушения припая, так как содержание мелкого аэрозоля полностью зависит от интенсивности циклонической деятельности у побережья:

(выдувание со свободной от льда поверхности моря), а также, и из естественных горных пород на суше.

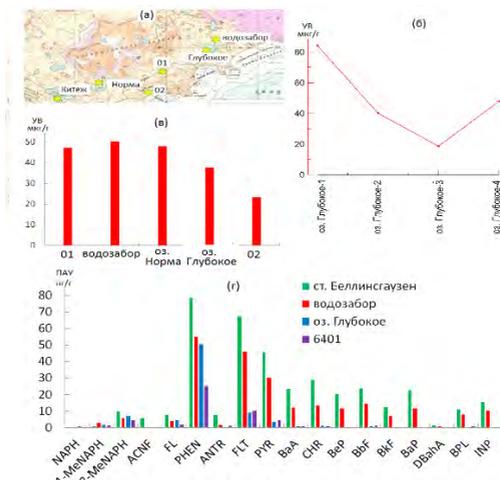


Рисунок 2. Схема отбора проб в районе ст. Беллинсгаузен в 2019 г. (а), содержание алифатических углеводородов в пробах лишайников (б) и почв(в) и состав ПАУ в пробах почв (г).

Концентрирование УВ и ПАУ происходит в почвах на станциях вблизи хранилищ топлива, кроме того, в лишайниках и мхах. Это явление обусловлено не только антропогенной нагрузкой, но, как показали данные для эпишельфового озера Степед (ст. Прогресс) природными процессами (интенсивностью затоков морской воды в озеро). Следовательно, даже при низких антарктических температурах происходит достаточно быстрая трансформация ОС, в том числе УВ.

Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007), отбор проб – при поддержке РАЭ, обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ (проект 19-17-00234).

The data on the study of organic compounds: C_{org} , chlorophyll, hydrocarbons (aliphatic and polycyclic aromatic) and suspension along the route of the R/V “Akademik Fedorov” and on the mainland of Antarctica in aerosols and in snow, ice, soil, lichens and mosses in the area of Russian stations were presented (2019, 64 Russian Antarctic expedition) in comparison with studies 2003–2014.

Новигатский А.Н., Лисицын А.П.

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

Сравнительная характеристика осадочного вещества в снежно-ледовом покрове околополюсного района Арктики и припайном льду Антарктики

Novigatsky A.N., Lisitzin A.P.

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

Comparative characteristics of sedimentary matter in the snow-ice cover of the near-polar region of the Arctic and the fast ice of the Antarctic

Ключевые слова: рассеянное осадочное вещество, морской лед, Арктика, Антарктика

Выполнена сравнительная характеристика осадочного вещества в снежно-ледовом покрове околополюсного района Арктики и припайном льду Антарктики, получены закономерности распределения рассеянного осадочного вещества в морских льдах Арктики и Антарктики.

Введение. Главными факторами, определяющими условия среды в ледовых зонах, являются низкие температуры, длительная полярная ночь, и короткий полярный день. Низкая температура, господствующая большую часть года, определяет переход воды во всех сферах (атмо-, гидро-, литосфере) в твердую форму, т.е. в лед. В атмосфере – это преобладание снега – главного вида атмосферных осадков этой зоны, в морях – образование почти непрерывного на протяжении года ледового покрова на морской поверхности толщиной 1–5 м. На суше – возникновение покровных, горных и других видов оледенения, а также очень широкое распространение подземного оледенения - многолетней мерзлоты, которая в ряде мест продолжается далеко в море под толщей донных осадков [1].

Образование и таяние морских льдов имеет важное значение для климата и гидрологических условий среды высоких широт [2]. Однако очень мало внимания пока обращается на то, что это также процесс глобального геохимического значения, процесс, определяющий и условия жизни, и осадкообразования в ледовых зонах.

Лед захватывает химические элементы, компоненты природного и антропогенного происхождения из атмосферы, воды и береговой линии, а затем переносит их из областей внутреннего шельфа в открытый океан. В Антарктике, в отличие от Арктики, морские льды в осадочном процессе играют меньшую роль, так как области захвата осадочного материала блокированы ледовыми обрывами, ограничивающими ледовый щит Антарктиды [1].

Материалы и методы. В настоящей работе представлены материалы, собранные в рамках Международного полярного года в экспедиции Института океанологии «Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция» (ПАЛЭКС) в 2007 и 2008 г., в Арктике [3], а также в Антарктике в Российской Антарктической экспедиции (48 и 46 РАЭ) [4], где принимали активное участие сотрудники ИО РАН. Целью экспедиций являлся сбор информации о состоянии снежно-ледово-водной системы в высоких широтах Земли.

Результаты и обсуждение. На основе имеющихся сейчас данных среднее содержание взвешенного вещества в толще льдов Арктики около 30 мг/л [5], т.е. в сотни раз выше, чем в подстилающих водах и приближается к среднему содержанию взвеси в водах рек Арктики – 38 мг/л [6].

Распределение криозоля в толще многолетних льдов Арктики выглядит следующим образом: увеличение концентрации в пограничных зонах «снег-лед» и «лед–морская вода», что связано с аккумуляцией и вмержанием материала из атмосферы со снегом и его захватом из воды при нарастании новообразованного льда снизу [7]. Причем, в кровле ледовых полей преобладает терригенный материал, а в подошве биогенный, что объясняется высокой биопродуктивностью подледного слоя воды, где зафиксировано аномально высокое содержание фито- и зоопланктона [8, 9].

По гранулометрическому составу осадочный материал льдов Арктики не грубообломочный (как в льдах морей Дальнего Востока), а алевритово-глинистый. Содержание фракции песка от следов до 1–2%, пелитового материала 40–60% [10, 11]. Для минерального состава, как и для донных осадков и водной взвеси, характерно преобладание иллита и хлорита, а в море Лаптевых – маркерным минералом является смектит [12]. По химическому составу криозоль отвечает среднему составу земной коры, что логично, поскольку процессы выветривания и химической дифференциации в огромных водосборах рек Сибири и Северной Америки незначительны [13–15].

По нашим данным среднее содержание криозоля в припайных льдах Антарктики составляет 10 мг/л, что в три раза меньше среднего содержания взвеси во льдах Арктики. Это связано, прежде всего, с отсутствием речного стока и эолового выноса материала с континента, а также невозможностью захвата льдами осадочного вещества вдоль береговой линии, в роли которой выступает сползающий в океан ледник. Вследствие чего, преобладающей составляющей взвешенного материала в припайных льдах выступает биогенная часть (до 90%), представленная различными органическими соединениями, фито- и зоопланктоном [4].

В водах Южного океана нам удалось проследить содержание криозоля на всех стадиях льдообразования (рисунок). В снежуре наблюдаются высокие концентрации взвеси по сравнению с поверхностной морской водой, особенно во взвешенной форме. Напротив, в свежевыпавшем снеге на поверхности льдов и континентальных озер содержание взвеси низкое

($> 0,1$ мг/л) [16]. Очевидно, при попадании на морскую поверхность и образовании снежуры происходит извлечение органических соединений из поверхностной пленки морской воды – поверхностного микрослоя, который обогащен всеми элементами, по сравнению с подповерхностной морской водой. Особенно это относится к гидрофобным малорастворимым соединениям и взвесям [16].

В шуге и блинчатом льду содержание взвеси также выше, чем в подповерхностной воде. При образовании молодого льда происходит захват суспензии в ледяной слой из воды [17], что приводит к механическому концентрированию взвеси и увеличению содержания взвешенных форм изучаемых соединений. Кроме того, при образовании этих форм льда, наблюдается интенсивный приток жидкой фазы из подледной воды, поэтому в блинчатом льду повышается также содержание растворенных форм органических соединений [16].

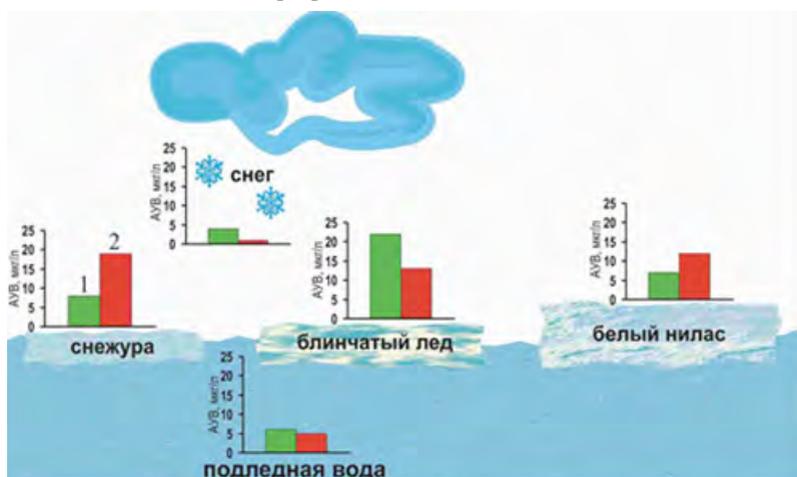


Рисунок. Распределение алифатических углеводородов на разных стадиях образования морского льда Южного океана. 1 – взвешенная, 2 – растворенная формы [16].

В белом nilасе концентрации взвеси немного ниже, чем в других формах молодого льда [16]. Параллельно росту и развитию льда происходит изменение его физической структуры. Своеобразная система «сита», представленная в пробах ледяного сала, исчезает. Капли и карманы рассола постепенно заменяются системой каналов и капилляров. Физические процессы влияют на развитие ледового сообщества, так как под их влиянием изменяются продукционные характеристики ледовой флоры и ее видовой состав [17], что в свою очередь, вызывают изменения в содержании органических соединений.

В толще припайного льда наблюдается синхронное изменение концентраций взвеси. При этом, содержание растворенных органических соединений меняется значительно меньше, чем взвешенных, для которых происходит увеличение концентраций к нижнему коричнево-бурому диатомовому слою [16]. Это природное явление называется «планктонный лед» [8]. Очевидно высокая метаболическая активность диатомовых водорослей при большой обводненности льда, имеющего развитую систему капилляров и каналов стока, способствует накоплению органических соединений в этом слое.

Выводы. В припайном и многолетнем льду аккумулятивное осадочного материала наблюдается в барьерных зонах «снег-лед» и «лед-морская вода». Эти зоны (особенно «лед-морская вода») даже при низких температурах остаются активной биогеохимической средой, где развиваются автохтонные процессы, способствующие образованию и концентрированию органических соединений, терригенного вещества, а также активной жизнедеятельности фито- и зоопланктона.

Общей закономерностью для распределения криозолей, является увеличение содержания во льдах по мере роста их возраста, и дальнейшая разгрузка осадочного материала по мере выноса в область таяния.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России на 2019–2020 гг. по темам № 0149-2019-0007 и № 0128-2019-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука. 1994. 443 с.
2. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 136 с.
3. Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Район Северного полюса – первые данные о седиментосистеме: снег-дрейфующий лед-подледная вода // Доклады Академии наук. 2018. Т. 483. № 4. С. 447–451.
4. Немировская И.А., Новигатский А.Н. Распределение органических соединений и взвеси в морских льдах Восточной Антарктиды. Доклады Академии наук. 2004. Т. 397. № 5. С. 670–674.
5. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentations in the Ocean. Springer. 2002. P. 185–209.
6. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory of the Arctic Ocean. In: “The Freshwater Budget of the Arctic Ocean” (Ed Lewis E.L.) NATO Sci. Ser. 2. Environmental Security. 2000. V. 70. 297–323.
7. Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Концентрация, состав и потоки рассеянного осадочного вещества в снежно-ледяном покрове

- околополюсного района Арктики. *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 449–453.
8. Melnikov I.A. Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea // *J. Mar. Systems*. 1998. V. 17. P. 195–205.
 9. Немировская И.А., Новигатский А.Н. Углеводороды в снежно-ледяном покрове и водах Северного Ледовитого океана // *Геохимия*. 2003. №. 6. С. 651–656.
 10. Reimnitz E., Clayton J.R., Kempema E.W., Payne J.R., Weber W.S. Interaction of rising frazil ice with suspended particles: tank experiments with applications to nature. *Cold Regions Science and Technology*. 1993. V. 21. 117–135.
 11. Dethleff D. Sea ice export from the Laptev Sea flaw lead during 1991/92 winter season. *Berich. Polarforschung*. 1995. 176/95. 78–93.
 12. Dethleff D., Rachold V., Tintelnot M., Antonov M. Sea-ice transport of riverine particles from the Laptev Sea to Fram Strait based on clay mineral studies. *International Journal of Earth Sciences*. Springer. 2000. V. 89. No. 3. P. 496–502.
 13. Holemman J.A., Schirmacher M., Kassens H., Prange A. Geochemistry of surficial and ice-rafted sediments from the Laptev Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 1999. V. 49. 545–559.
 14. Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Штайн Р. Элементный состав осадочного материала дрейфующих льдов Арктики // *Вопросы географии*. 2016. Т. 142. С. 390–655.
 15. Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Рюдигер Ш. Систематика Cr, Co и редкоземельных элементов в осадочном материале дрейфующих льдов северной части круговорота Бофорта // *Литосфера*. 2017. Т. 17. № 3. 59–70.
 16. Немировская И. А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 424 с.
 17. Менжинская Н.А. Динамика концентрации хлорофилла «а» и видового состава фитоцена антарктического морского льда на ранних стадиях его развития // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 6. С. 873–880.

A comparative characterization of sedimentary matter in the snow-ice cover of the near-polar region of the Arctic and the fast ice of the Antarctic is made, patterns of distribution of dispersed sedimentary matter in the sea ice of the Arctic and Antarctic are obtained.

**Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П.,
Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В.**
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, novigatsky@ocean.ru)

Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в Евразийской Арктике

**Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P.,
Kluyvitkin A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V.**
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Vertical fluxes of suspended particulate matter in the Eurasian Arctic

Ключевые слова: потоки осадочного вещества, Арктика

Ежемесячные, сезонные и годовые количественные оценки вертикальных потоков осадочного вещества из поверхностного слоя Северного Ледовитого океана, выполненные в течение многих лет различными исследователями, являются основой для прямых расчетов поступающих химических компонентов, минералов и различных загрязнителей в поверхностный слой донных отложений.

Введение. Рассеянная форма осадочного вещества очень широко распространена в природе, но почти не изучена. Эта форма дисперсного осадочного вещества существует во всех геосферах Земли – аэрозоли в атмосфере, гидрозоли – в морской и пресной воде, криозоли – во льдах и снеге. Она существует и в местах подводных извержений – гидротермальной деятельности (дымы “черных курильщиков”), в незначительных количествах поступает из космоса (космическая пыль). Важную роль в образовании зелей играют также организмы, особенно организмы продуценты (диатомовые, кокколитофориды и др.), которые создают биогенную взвесь, и организмы фильтраторы, которые используют эту тонкую взвесь и мелкий биогенный детрит для питания (зоопланктон и бентос) [1]. Рассеянные формы осадочного вещества на континентах связаны с процессами физического и химического выветривания горных пород и в значительной мере – с макроорганизмами и растительностью (споры и пыльца при цветении растений, микрочастицы при распаде растительного вещества).

Детальное изучение рассеянных форм осадочного вещества крайне важно, поскольку эти частицы имеют очень большую поверхность, т.е. являются сорбентами, и своим составом и концентрацией отражают все стороны осадочного процесса, т.е. это новый и очень богатый источник информации. Для осадочного процесса в Арктике характерен особый тип седименто-генеза – ледовый морской. Здесь господствуют терригенные осадки, специфичные по способам подготовки осадочного вещества,

его транспортировки и отложения. Кроме того, очень сильно рассеяние осадочного вещества в атмосфере, снеге и морских льдах [2–3].

Материалы и методы. Принципиально новые данные о процессах осадкообразования получены прямыми методами определения вертикальных (и наклонных) потоков осадочного вещества (седиментационные ловушки, ADCP, изотопные методы и др. [2, 4]. Для седиментологии наибольший интерес представляют методы седиментационных ловушек [5]. Это конусы или цилиндры, в нижней части которых установлены приемные флаконы, собирающие рассеянный осадочный материал. Смена флаконов производится микропроцессором, т.е. экспозиции улавливания вещества могут устанавливаться от одних суток до месяцев, сезонов, лет.

Первичную обработку проб из седиментационных ловушек выполняли в лаборатории: фильтрацию воды под вакуумом через мембранные и стекловолоконистые фильтры [4].

Результаты и обсуждение. В Арктике по величинам вертикальных потоков осадочного вещества выделяется два пояса высоких значений (>1000 мг/м²/сут): первый – маргинальные фильтры рек [6], этот пояс характерен для всех климатических зон. Второй – области таяния однолетних и особенно многолетних морских льдов, этот тип концентрации вещества в потоках характерен только для ледовых зон [7], т. е. является их уникальной особенностью, так же как и самые низкие значения потоков под ледовым покровом (рисунок). Эти две закономерности типичны для поверхностных слоев водной толщи Арктики [8].

С этими значениями резко контрастируют пока еще очень редкие данные о потоках под постоянным ледовым покровом: все имеющиеся значения находятся в пределах 1–150 мг/м²/сут [9–10]. Это настоящая ледяная пустыня, значение потока соответствует низким, минимальным для Мирового океана содержаниям взвеси под покровом паковых льдов и минимальному развитию планктона. Такие резкие снижения потоков отмечаются и для шельфовых морей Арктики в зимние месяцы [11].

Подледные потоки рассеянного осадочного вещества в зимнем сезоне в Центральной Арктике в 2007–2008 гг. в среднем составили: общий поток 37 мг/м²/сут, поток органического углерода 7.4 мгС/м²/сут. Эти величины хорошо согласуются с зимними значениями подледных потоков рассеянного осадочного вещества, измеренных в других районах Арктического бассейна. Так, в среднем значения потоков составили: общий поток 50 мг/м²/сут, поток органического углерода 4.5 мгС/м²/сут [12].

Низкие концентрации рассеянного осадочного вещества характерны для однолетних льдов, образующихся в центральных частях Арктического бассейна, многолетний лед аккумулирует более высокие концентрации нерастворимых частиц в своей толще. Формирующийся лед в шельфовых

областях, подверженный влиянию речного стока, абразии берегов и взмучиванию донных осадков при штормах, захватывает еще большее количество осадочного материала [13–15].

Месячные, сезонные и годовые потоки рассеянного осадочного вещества во времени могут различаться между собой в несколько раз, особенно в весенний сезон, когда существенное влияние на величину потока оказывает ледовый режим акватории: ковровая снежно ледовая разгрузка осадочного вещества – криозоля, речной сток, а также абразия, цветение фитопланктона. Потоки осадочного материала на дно напрямую зависят от взаимодействия вещества, поступающего из внешних геосфер.

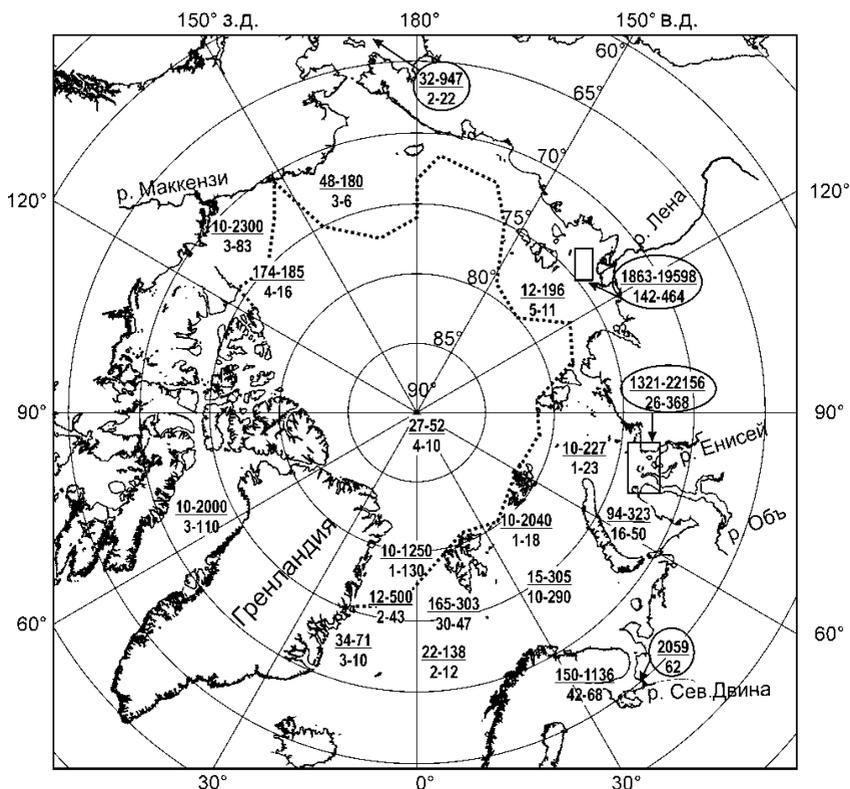


Рисунок. Схема распределения величин вертикальных потоков осадочного вещества (общий поток в числителе $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ и поток органического углерода в знаменателе $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$) в Арктике и Субарктике по нашим и литературным данным, полученные методом седиментационных ловушек [16].

Выводы. Максимальные значения потоков ($\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$) характерны для безледного весенне летнего периода, минимальные свойственны зимнему

периоду, когда море и питающий водосбор покрыты снежно ледовым покровом, а речной и эоловый сток незначительны. Резкие максимумы потоков приурочены к областям эстуариев и заливов, где преобладающее влияние на поставку осадочного материала имеет материковый сток.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России на 2019–2020 гг. по темам № 0149-2019-0007 и № 0128-2019-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. №. 1. С. 15–48.
2. 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.
3. Левитан М.А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2015. Т. 55. №. 3. С. 470–470.
4. Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A., Lisitsyn A.P. Vertical fluxes of dispersed sedimentary matter, absolute masses of the bottom sediments, and rates of modern sedimentation // Sedimentation Processes in the White Sea. Springer, Cham. 2018. P. 49–66.
5. Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.
6. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки частиц в Карском море и устьях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 748–758.
7. Bauerfeind E. Nöthig E.M., Beszczynska A. et al. Particle sedimentation patterns in the eastern Fram Strait during 2000–2005: Results from the Arctic long-term observatory HAUSGARTEN // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56. No. 9. P. 1471–1487.
8. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentations in the Ocean. Springer. 2002. P. 185–209.
9. Lalonde C., Nöthig E.M., Somavilla R. et al. Variability in under-ice export fluxes of biogenic matter in the Arctic Ocean // Global Biogeochemical Cycles. 2014. V. 28. No. 5. P. 571–583.
10. Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Концентрация, состав и потоки рассеянного осадочного вещества в снежно-ледяном покрове околополюсного района Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 449–453.
11. 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. No. 8. С. 1256–1272.
12. Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Район Северного полюса – первые данные о седиментосистеме: снег-дрейфующий лед-подледная вода // Доклады Академии наук. 2018. Т. 483. № 4. С. 447–451.
 13. Шевченко В.П., Иванов Г.И., Буровкин А.А. и др. Потоки осадочного материала в проливе Святой Анны и восточной части Баренцева моря // Доклады Академии наук. 1998. Т. 359. С. 400–403.
 14. Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П. Скорости осадконакопления, вертикальные потоки вещества и абсолютные массы осадков в шельфовой области Российской Арктики // *Океанологические исследования*. 2018. Т. 46. №. 2. С. 167–179.
 15. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Zernova V.V. et al. Vertical particle fluxes in seas of the western Russian Arctic // *Proceedings of the Humanity and the World Ocean: Interdependence at the Dawn of the New Millennium (PACON'99)*. 2000. P. 239–249.
 16. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А. и др. Потоки рассеянного осадочного вещества в Белом море, седиментационные обсерватории, новые направления изучения осадочного процесса / Система Белого моря. Т. 3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир, 2013. С. 200–304.

The monthly, seasonal and annual quantity estimates of vertical fluxes of sedimentary matter from the surface layer of the Arctic Ocean, performed out over the years by various researchers, are the basis for direct calculations of incoming chemical components, minerals, and various pollutants to the surface layer of bottom sediments.

Обрезкова М.С.¹, Колесник А.Н.¹, Цой И.Б.¹, Коляда А.Е.^{1,2}

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru; ²Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток)

Q-кластерная типизация поверхностных осадков морей Восточной Арктики на основе изучения диатомовых водорослей

Obrezkova M.S.¹, Kolesnik A.N.¹, Tsoy I.B.¹, Kolyada A.E.^{1,2}

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²Far Eastern Federal University, Vladivostok)

Q-cluster analysis of the surface sediments of the East Arctic Seas based on diatoms

Ключевые слова: диатомей; поверхностные осадки; море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море, кластерный анализ

Кластерный анализ диатомей из поверхностных осадков морей Восточной Арктики, отобранных в последние годы (2016 и 2018 гг.), показал заметные изменения в распределении и составе диатомовых комплексов по сравнению с комплексами из осадков, отобранных и изученных в конце XX века.

Материалом для данной работы послужили образцы поверхностных осадков из моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, полученные в ходе 77 и 83 рейсов НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2016 и 2018 гг. Авторами было изучено распределение диатомей в ненарушенном слое поверхностных осадков, проведено сравнение с данными, полученными в 80-х и 90-х годах прошлого столетия [1-5 и др.]. Определение комплексов диатомей, характерных для определенных районов морей Восточной Арктики, проведено с помощью одного из видов многокомпонентного статистического анализа – восходящей иерархической автоматической кластеризации. Была создана полная выборка для 182 видов диатомей, определенных в поверхностных осадках 78 станций моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Для выявления особенностей распространения диатомовых водорослей был проведен кластерный анализ по объектам (станциям) на основе нескольких параметров (содержание 182 видов) – техника Q. Объединение объектов проведено по методу полной связи (объекты, объединенные в один кластер, наиболее отличны от объектов, объединенных в другой кластер). В качестве меры сходства/различия выбран коэффициент корреляции Пирсона – параметр, позволяющий с определенной вероятностью судить о связи объектов.

Кластерный анализ распределения диатомей в поверхностных осадках показал, что изученные станции формируют несколько различных групп, характеризующихся определенными диатомовыми комплексами.

Станции, расположенные восточнее дельты Лены, в проливе Дм. Лаптева и вплоть до устья р. Индигирки, объединены в кластер, для которого характерен комплекс диатомей с доминированием солоноватоводного вида *Thalassiosira hyperborea* и высокой численностью *Melosira arctica*. Ранее осадки к востоку от дельты Лены многими исследователями характеризовались преимущественно пресноводными диатомеями с резким преобладанием представителей рода *Aulacoseira* [2, 4, 5]. В изученных нами образцах суммарное содержание пресноводных видов не превышает 25%, причем без явного доминирующего вида. В пр. Дм. Лаптева ранее отмечалось высокое содержание солоноватоводного вида *Thalassiosira baltica* (до 67%) [1, 3, 5], в образцах, отобранных в 2018 г, его содержание фоновое и не превышает 6%.

Станции, расположенные на континентальном склоне моря Лаптевых в зоне влияния холодного Трансполярного течения и теплого Северо-Атлантического течения формируют кластер, где доминирует тихопелагический вид *Paralia sulcata* и субдоминирует планктонный океанический аркто-бореальный вид *Actinocyclus curvatus*. В поверхностных осадках этих районов, отобранных в начале 90-х годов прошлого столетия, Х. Кремер выделил комплекс диатомей с доминированием аркто-бореального вида *Thalassiosira antarctica* [2].

В Восточно-Сибирского море (ВСМ) к северу от устья Индигирки выделен кластер с высокой численностью типично солоноватоводного, бентосного вида *Navicula peregrina*. Большая часть шельфа ВСМ объединена в кластер с доминированием планктонного ледово-неритического вида *Thalassiosira antarctica* (споры) и субдоминированием группы криофильных видов диатомей (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis cylindrus*, *Fragilariopsis oceanica*). Распределение диатомей в целом соответствует выделенным ранее диатомовым комплексам [1, 5].

Станции в центральной части Чукотского моря и в районе каньона Геральд формируют кластер с доминированием представителей рода *Chaetoceros*. Схожий комплекс в районе каньона Геральд был установлен ранее [5, 6, 7].

Таким образом, установлено, что распределение диатомовых водорослей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики, опробованных в 2016 и 2018 гг., показало некоторые отличия с таковым в осадках, изученных в конце прошлого столетия. Установленные отличия свидетельствуют о заметном влиянии глобального потепления последних десятилетий на природную обстановку морей Восточной Арктики (циркуляцию, ледовый покров, речной сток и т.д.), что отразилось на распределении диатомей в осадках.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60104 Арктика и в рамках Госзадания ФГБУН ТОИ ДВО РАН «Палеоокеанология окраинных морей Востока России и примыкающих районов Тихого океана, особенности и этапность кайнозойского осадконакопления, магматизма и рудогенеза» (тема № 0271-2019-0005, № гос. рег. АААА-А17-117030110033-0). Химико-техническая обработка образцов и приготовление препаратов для диатомового анализа была выполнена Л.В. Осиповой при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-35-00384 мол. а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир. 1997. – 146 с.
2. Cremer H. Distribution patterns of diatom surface sediment assemblages in the Laptev Sea (Arctic Ocean) // Marine Micropaleontology. 1999. V. 38. P. 39-67.
3. Tsoy I.B. Diatoms in surface sediments of the Siberian Arctic shelf (Laptev and East-Siberian seas) // Proceedings of the Arctic Regional Center. Vladivostok: Dalnauka. 2001. V. 3. P. 245-249.
4. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В., Чеховская М.П., Сафарова С.А. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юговосточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
5. Обрезкова М.С., Колесник А.Н., Семилетов И.П. Распределение диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России // Биология моря. 2014. Т. 40. № 6. С. 473-480.
6. 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 paleocenography // Oceanography. 2015. V. 28. № 3. P. 190-201. DOI: 10.5670/oceanog.2015.65.
7. Ran L.H., Chen J.F., Jin H.Y., et al. Diatom distribution of surface sediment in the Bering Sea and Chukchi Sea. Adv Polar Sci, 2013. V. 24. P. 106-111., doi: 10.3724/SP.J.1085.2013.00106

Cluster analysis of diatoms from the surface sediments of the Eastern Arctic seas, obtained in recent years (2016 and 2018), showed significant changes in the distribution and composition of diatoms compared to diatom assemblages from sediments, selected and studied in the late XX century.

Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Лукьянова С.А.
(МГУ Географический ф-т, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru)

Антропогенные берега Российской Арктики

Repkina T.Yu., Lugovoy N.N., Lukyanova S.A.

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography)

Anthropogenic coasts of the Russian Arctic

Ключевые слова: морские берега, антропогенный рельеф, геоморфологические процессы, Российская Арктика

Впервые в региональном масштабе оценена степень антропогенной трансформации рельефа и геоморфологических процессов берегов Российской Арктики; составлены соответствующие карты масштаба 1:15000000. Выявлены типичные для региона виды антропогенного воздействия, установлена зависимость глубины трансформации береговой зоны от типа воздействия и генетического типа берега.

Антропогенная трансформация рельефа и геоморфологических процессов берегов Российской Арктики обычно рассматривается на локальных участках в целях решения инженерных и геоэкологических задач. Вместе с тем за несколько сотен лет освоения на арктических берегах сформировались типичные для региона комплексы антропогенных форм рельефа (рельефоидов) и берегоформирующих процессов, спровоцированных деятельностью человека.

Береговые процессы в арктических морях обладают рядом специфических черт. Низкие температуры воздуха и продолжительное отсутствие солнечной радиации приводят к длительной консервации берегов морскими льдами и способствуют развитию многолетнемерзлых пород, присущих только арктической зоне. Время действия активных берегоформирующих факторов – ветра, волнения, течений и наиболее значительных колебаний уровня арктических морей в существенной степени зависит от ледового режима моря. Поэтому весьма важна продолжительность динамически активного периода открытой воды, когда кромка льда расположена на значительном удалении от берега, что обеспечивает достаточный разгон для ветровых волн.

Характер и степень проявления разнообразных береговых процессов и их специфических черт формируют тот или иной тип аккумулятивного или абразионного берега и влияют на его устойчивость, а это, в свою очередь, определяет возможности хозяйственного освоения побережья.

Относительно безопасности деятельности человека основное внимание обычно уделяется процессам волнового размыва (абразии), которые влекут за собой потерю ценных прибрежных земель, разрушение промышленных и жилых сооружений и разного рода коммуникаций. По наносимому ущербу для народного хозяйства абразия берегов играет ведущую роль среди опасных

береговых процессов, особенно при современном глобальном подъеме уровня Мирового океана. Остальные природные процессы становятся опасными, главным образом, через усиление абразии берега.

Несмотря на короткий безледный период, многие участки арктического побережья, в том числе некоторые крупные береговые аккумулятивные формы, подвергаются волновому размыву и разрушению. В немалой степени волновому размыву берегов способствуют геокриологические явления, такие как термокарст, термоэрозия и термоабразия. Развитие этих процессов обусловлено тем, что на большом протяжении к берегу подходят аллювиально-морские равнины, сложенные мелкодисперсными высокольдистыми отложениями, легко поддающимися тепловому воздействию воды и воздуха.

В целом, на арктическом побережье России, особенно в Западной Арктике, преобладают довольно устойчивые берега, отступающие со скоростью менее 1 м/год (58% от общей длины материкового побережья). В основном это берега, сложенные прочными кристаллическими и метаморфическими породами. Почти вдвое меньше (28%) протяженность берегов с умеренно опасными (1-3 м/год) и еще меньше (~14%) опасными для деятельности человека (более 3 м/год) скоростями размыва.

Особенности береговых процессов требуют внимательного отношения при хозяйственном освоении арктического побережья.

Типы и степень антропогенной трансформации берегов Российской Арктики оценены на базе дешифрирования космических снимков Quick Bird съемки 2010-18 гг. (<https://www.google.com/earth/>) и Landsat съемки 1988-2016 гг. (<https://earthengine.google.com/timelapse/>), анализа литературных источников и результатов полевых исследований на ключевых участках.

Значимые изменения рельефа и/или береговых процессов выявлены на 86 участках, расположенных вблизи населенных пунктов, промышленных и военных объектов. Типичные для региона виды антропогенного воздействия – строительство портовых и берегозащитных сооружений, переходов трубопроводов, изъятие отложений пляжей, береговых баров и дюнного комплекса, загрязнение береговой зоны (БЗ) отходами производства и потребления. В зависимости от типа и интенсивности воздействия и генетического типа берега влияние человека приводит к смене естественных берегов техногенными, изменяет скорость или тип береговых процессов, емкость и направления потоков наносов. Протяженность участков непосредственного воздействия на берега, как правило, не превышает 2 км при максимуме ~30 км. Динамическое влияние антропогенной нагрузки прослеживается на расстоянии от сотен метров до десятков километров и сохраняется десятки, а иногда даже сотни лет.

Кардинальная **трансформация рельефа БЗ** свойственна *техногенным берегам*. Они чаще всего представлены причальными и берегозащитными сооружениями протяженностью вдоль береговой линии (БЛ) десятки –

сотни метров. В районах длительного освоения они, чередуясь с береговыми постройками различного назначения, могут занимать километры – первые десятки километров БЛ. Наибольшую протяженность техногенные берега имеют во фьордах (~30 км в районе города-порта Мурманск в Кольском заливе Баренцева моря и ~5 км в бухте Провидения Берингова моря), рельеф которых удобен для размещения портов и баз подводного флота. Крупные комплексы портовых сооружений (4-8 км вдоль БЛ) созданы на абразионно-аккумулятивных (порты Тикси, Певек, Эгвекино, Угольные Копи) и абразионных (Анадырь) берегах. Порт Мыс Шмидта (~7 км вдоль БЛ, из которых ~3.5 км – зона изъятия наносов), – крупнейший в Арктике портовый комплекс, построенный на галечном баре.

Глубокая трансформация БЗ происходит при строительстве переходов трубопроводов (о. Колгуев и о. Варандей в Баренцевом море, Байдарацкая губа Карского моря). Неизбежные нарушения всех элементов рельефа БЗ провоцируют активизацию комплекса деструктивных береговых, криогенных, склоновых и эоловых процессов.

Изъятие отложений пляжей, береговых баров и/или донного комплекса и нарушение их поверхностей сопровождается строительством любых антропогенных объектов и ведет к нарушению баланса наносов, активизации абразионных и эоловых процессов. На участках традиционного хозяйственного освоения этот тип воздействия имеет самостоятельное значение в связи с многократными проездами техники и изъятием наносов для частных нужд. Уменьшение высоты форм берегового рельефа, вызванное размывом и дефляцией, ведет к расширению зоны затопления во время штормов и нагонов.

Загрязнение БЗ отходами производства и потребления – наиболее распространенный тип антропогенного воздействия. Замусоривание пляжей и подводного берегового склона (ПБС) приводит, как правило, к локальным изменениям вдольбереговых потоков наносов. Техногенные «мусорные» берега возникают, чаще всего в заброшенных портах и на военных объектах, где скопления брошенной техники, металлических контейнеров и бочек и иных устойчивых к размыву отходов блокируют протяженные участки берега (например, пос. Сиреники в Анадырском заливе Берингова моря). Аккумулятивные «опилочные» берега сформировались из отходов лесопильных заводов (поселки Лесозаводский и Кислуха, Белое море).

Степень трансформации берегоформирующих процессов оценена в трех градациях. Она отнесена к *незначительной*, если тип берегоформирующих процессов не изменился, их скорость возросла менее чем в 2 раза, а характеристики потоков наносов близки к естественным; *средней*, если скорость процессов увеличилась более чем в 2 раза, а направление и/или емкость потоков наносов изменены; *высокой* при существенных изменениях параметров потоков наносов, смене типа процессов (аккумуляция – размыв)

и/или берега, резком увеличении скорости процессов и протяженной (километры – десятки километров) зоне динамического воздействия антропогенных объектов.

На большинстве (59%) участков антропогенного прессинга выявлена незначительная степень трансформации берегоформирующих процессов, на 27% участков – средняя, а на 14% – высокая.

Глубина антропогенного изменения процессов зависит от типа и интенсивности антропогенного воздействия и генетического типа берега. Максимальное воздействие оказывают строительство объектов, изменяющих направление и емкость потоков наносов – портовых сооружений и переходов трубопроводов, изъятие наносов из БЗ и разрушение естественных аккумулятивных форм берегового рельефа.

Незначительная трансформация процессов свойственна берегам, малоизмененным и неизменным морем, абразионным берегам, выработанным в прочных сцементированных породах и абразионным отмершим берегам. Так, строительство портовых сооружений на фиордовых и шхерных берегах в большинстве случаев почти не повлияло на характер береговых процессов. Причины этого – высокая устойчивость берегов к размыву, преимущественно приглубые ПБС и малая емкость потоков наносов. В ряде случаев причальные сооружения и дамбы перехватывают наносы, однако их аккумуляция практически не изменяет естественную динамику контура берега. Антропогенное воздействие заметно изменило процессы формирования таких берегов только в пределах крупных портовых комплексов (порты Мурманск, Кола и Лавна в Кольском заливе Баренцева моря, порт Провидения в Беринговом море).

Средняя степень трансформации процессов выявлена на абразионно-денудационных берегах морей Лаптевых (пос. Янранай, Западный), Чукотского (пос. Энурмино) и Берингова (пос. Лаврентия). Изменения вызваны строительством портовых сооружений и захлаплением БЗ и выражены активизацией аккумуляции наносов.

Высокая и *средняя* степень трансформации процессов выявлена на термоабразионных берегах, абразионных берегах, выработанных в рыхлых отложениях, и абразионно-аккумулятивных берегах, где чередуются участки разрушения берега под действием абразии (в зоне многолетнемерзлых пород – термоабразии, термоденудации и термоэрозии). Антропогенное воздействие приводит здесь к активизации размыва берега и деструктивных процессов на береговых уступах и пляжах. Увеличение скорости криогенных процессов провоцирует нарушение температурного режима многолетнемерзлых береговых уступов.

Аккумулятивные пляжевые и лагунные берега часто используют для целей строительства жилых и промышленных объектов. Вместе с тем, на таких берегах нарушение рельефа береговой зоны и баланса наносов имеет наиболее

острые, а иногда – катастрофические последствия. Чаще чем на берегах других генетических типов аккумуляция сменяется здесь размывом берега; велика деструктивная роль спровоцированных человеком эоловых процессов. Динамическое влияние даже небольших (первые сотни метров) техногенных берегов может распространяться на десятки километров и охватывать берега с естественным рельефом. Так, в результате строительства перехода трубопровода на о. Варандей (Баренцево море), естественная тенденция к незначительному отступанию берега приобрела масштабы антропогенной катастрофы, затронувшей участок протяженностью ~15 км [1]. Динамическое влияние изъятия и уплотнения наносов пляжей в районе Песчаноозерского месторождения (о. Колгуев, Баренцево море) проявляется в активизации размыва и перевевания аккумулятивных форм на протяжении ~20 км.

Выводы. 1. Влияние человека на рельеф и процессы формирования берегов морей Российской Арктики в настоящее время имеет точечный характер и локализовано преимущественно вблизи портов, населенных пунктов, участков добычи и транспорта углеводородов и военных объектов. 2. Наибольшее воздействие на рельеф береговой зоны оказывает строительство портовых сооружений и переходов трубопроводов. При этом основной тип воздействия неизбежно сопровождается комплексом сопутствующих; наиболее губительны из них – изъятие наносов и разрушение естественных аккумулятивных форм рельефа. 3. Антропогенное воздействие, как правило, активизирует комплекс деструктивных береговых, термических, склоновых и эоловых процессов и провоцирует отступление берега. При этом наиболее уязвимы аккумулятивные (пляжевые и лагунные) и термоабразионные берега.

Работы выполнены при поддержке проекта РФФИ 18-05-60200/18 (изучение антропогенного рельефа и процессов), в рамках темы ГЗ АААА-А16-116032810089-5 (изучение естественного рельефа и процессов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Огородов С. А. Морфологическая динамика береговой зоны Варандейского района Печорского моря в условиях техногенного прессинга // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2004. № 3. С. 273–278.

For the first time on a regional scale, the degree of anthropogenic transformation of the relief and geomorphological processes of the coasts of the Russian Arctic was estimated; corresponding maps of scale 1: 15000000 were compiled. Types of anthropogenic impact typical for the region have been identified, the dependence of the depth of transformation of the coastal zone on the type of impact and the genetic type of coast has been established.

**Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Баранская А.В.,
Аляутдинов А.Р.**

(МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва,
faromanenko@mail.ru)

**Жизнь берегов Северной Земли (предварительные итоги
экспедиции «Открытый океан: архипелаги Арктики-2019»)
Romanenko F.A., Lugovoy N.N., Baranskaya A.V., Alyautdinov
A.R.**

(Lomonosov MSU, Faculty of Geography, Moscow, faromanenko@mail.ru)

**Life on the shores of Severnaya Zemlya (preliminary results of
the expedition “Open Ocean: Arctic Archipelagos-2019”)**

Ключевые слова: морские берега, рыхлые отложения, полярные пустыни, айсберги, Карское море, море Лаптевых, Северная Земля

В период 16 августа-18 сентября 2019 г. в ходе экспедиции на НИС «Профессор Молчанов» проведено обследование берегов Северной Земли и соседних островов. Пешим обследованием, с помощью БПЛА выявлено множество деталей строения рельефа, опробована серия разрезов рыхлых отложений, в том числе торфа. Обнаружены следы древних землетрясений, собрана коллекция образцов четвертичных морских моллюсков. Установлены тенденции развития разных типов берегов архипелага.

В Российской Арктике Северная Земля занимает особое место. Открытый Гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана (ГЭСЛО) только в 1913 г., архипелаг лежит на продолжении самой северной материковой суши Евразии, отделяясь от мыса Челюскин проливом Бориса Вилькицкого шириной всего 56 км. С другой стороны, Северная Земля лежит в центральном секторе Арктики примерно на равном удалении от Атлантического и Тихого океанов (немного ближе к Атлантике). Здесь уже почти затухают теплые течения с запада и большую часть года острова окружены дрейфующими и припайными льдами. Высокоширотное положение (северная точка архипелага мыс Арктический на о. Комсомолец лежит под 81°16' широты) и континентальный климат обуславливают существенно более суровые условия не только для флоры и фауны, но и для рельефа и горных пород, слагающих земную поверхность.

Труднодоступность архипелага долгие годы препятствовала его исследованию. Истинные размеры Северной Земли выяснились только в 1932 г. трудами Североземельской экспедиции под руководством Г.А. Ушакова (Н.Н. Урванцев, В.В. Ходов, С.П. Журавлев). Урванцев составил первую карту архипелага, основанную на 17 астрономических пунктах,

и провёл первые геологические наблюдения. В частности, он отметил признаки более высокого положения уровня моря в прошлом в виде высоких террас с раковинами моллюсков поверх ледниковых отложений. Экспедиция Ушакова-Урванцева дала названия новооткрытым островам.

Затем геологическую съёмку архипелага в масштабе 1:1000000 (1948-51) и 1:200000 (1973-78) провели соответственно сотрудники НИИ геологии Арктики (Б.Х. Егiazаров, С.В. Воскресенский, Н.Г. Загорская) и НПО «Севморгеология» (Е.Н. Ленкин, В.А. Марковский и др.) [1]. Экспедиции Е.С. Короткевича в 1950 г. и Л.С. Говорухи в 1962-66 гг. вели физико-географические, гляциологические и геоморфологические исследования. В 1974 г. Л.С. Говоруха организовал на леднике Вавилова научный стационар «Купол Вавилова», работавший до 1989 г. Сотрудники отдела полярных стран ААНИИ провели на всех островах архипелага в 1970-90-е гг. обширный комплекс геоморфологических и палеогеографических исследований [2]. В 1989 г. был пробурен насквозь ледниковый купол Академии наук на о. Комсомолец. В 2002-03 гг. крупные палеогеографические работы провела на архипелаге российско-шведская экспедиция [3]. В 2013 г. в северной части о. Большевика ААНИИ организовал новую исследовательскую станцию «мыс Баранова», где под руководством Д.Ю. Большиянова продолжают геолого-геоморфологические и географические работы.

В результате получен обширный фактический материал о строении рельефа и рыхлых отложений, серии радиоуглеродных, ЭПР – и OSL-датировок, которые позволили разработать [2] стратиграфию четвертичных отложений и установить главные этапы развития природной среды архипелага в плейстоцене. Вместе с тем некоторые вопросы остаются неясными. Практически не изучались береговые процессы и динамика берегов, рельеф подводного берегового склона. Не хватает современных данных о колебаниях уровня моря, о возрасте рыхлых отложений. Даже геоморфологическая изученность архипелага (например, восточного побережья о. Октябрьской Революции, юго-восточной части Большевика, мелких островов) остаётся недостаточной. Небольшое количество доступных для изучения разрезов и сложность рельефа архипелага объективно затрудняют любые палеогеографические реконструкции.

Все эти вопросы стали предметом внимания геоморфологической группы экспедиции «Открытый океан: архипелаги Арктики-2019. Северная Земля». На НИС «Профессор Молчанов» Северного УГМС (капитан С.В. Хохлов) экспедиция под руководством к.б.н. М.В. Гаврило за период с 16 августа по 18 сентября в сложных ледовых (ещё в начале августа восточные берега архипелага были скованы льдами) и погодных условиях надвигающейся осени выполнила 16 высадок на девяти островах (рис.). Острова Визе, Ушакова и Самойловича были обследованы с борта судна с помощью беспилотных

летательных аппаратов (БПЛА). Пешими маршрутами пройдено около 160 км, описано девять ранее неизвестных разрезов, отобрано 186 образцов на разные виды аналитических исследований (радиоуглеродное, ЭПР и OSL-датирование, микрофаунистический, диатомовый, литологический, химический, криптотефрохронологический и др. анализы). За 12,5 часов полетов БПЛА на разных островах на 29 объектах отснято 5,4 км² побережья.

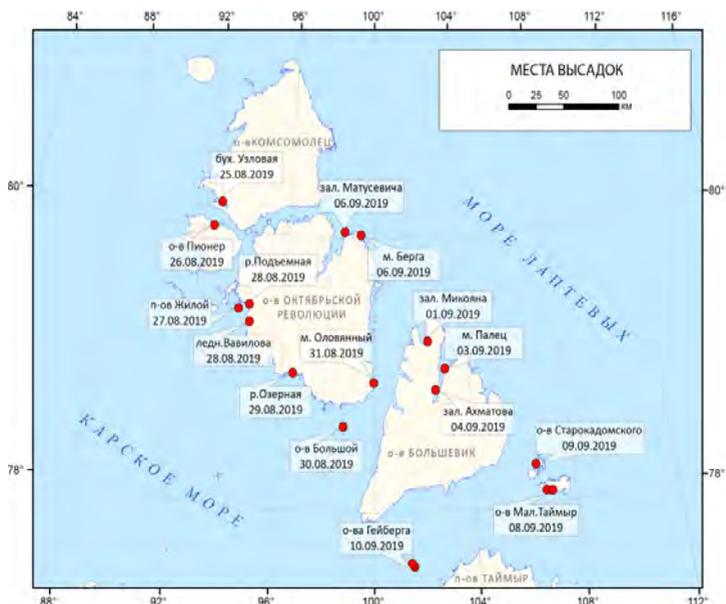


Рисунок. Районы наземных работ экспедиции на Северной Земле

Выделено несколько типов обследованных берегов.

1. Ледяные берега расположены на островах, покрытых ледниковыми куполами (о. Ушакова полностью и о. Шмидта, за исключением мыса Земляного), и вдоль выводных языков ледников: Академии Наук, Вавилова, Университетский, Русанова. Языки ледников Вавилова и Русанова пульсируют, что подтверждается анализом топокарт и космоснимков. У таких ледниковых языков контур берега гораздо сложнее и динамичнее, т.к. они – зоны отёла многочисленных айсбергов. Другие участки ледяных берегов в целом выровнены, а их разрушение происходит в виде обвалов относительно мелких глыб льда.

2. Термоабразионные берега отмечены на о-вах Визе, Малый Таймыр и п-ве Жилом (о. Окт. Революции). Скорость их отступления, по предварительной оценке, очень велика – несколько метров в год. Основной размыв наблюдается в течение всего безледного периода, без припая разрушение берега

происходит во время полной воды, когда даже при отсутствии серьёзного морского волнения в мерзлых рыхлых отложениях вырабатываются глубокие (до 3 м) волноприбойные ниши, после чего происходит обваливание крупных блоков (до 20-30 м). Очень высокая интенсивность разрушения южного берега Малого Таймыра, судя по наблюдениям полярной станции, связана с увеличением продолжительности безлёдного периода.

3. Абразионно-аккумулятивный тип берега развит на побережьях, обращённых к открытому морю. Исследованные абразионные участки имеют небольшую протяжённость (сотни метров), высоту клифов до 5 м. Ширина бенчей не превышает первых десятков метров, т.е. существенной абразии не наблюдается. Сопряжённые с ними аккумулятивные формы также невелики по размеру.

4. Слабоизменённые морем абразионно-аккумулятивные берега окаймляют полузакрытые акватории заливов и проливов. Характерная их особенность – эволюционная молодость береговых форм рельефа, связанная с тем, что суммарное время волнового воздействия на эти берега крайне невелико. На этом фоне сильно возрастает рельефоформирующая роль льда. Так, многие аккумулятивные формы увенчаны ледово-напорными валами и покрыты воронками ледового вытаивания. Во фьорде Матусевича серия береговых валов создана преимущественно ледовым напором, о чём свидетельствуют их морфология и преобладание неокатанных обломков. Для всех береговых аккумулятивных форм в заливах и проливах характерны небольшие высоты (до 1 м над уровнем прилива) и ширина - всего до 10-15 м.

5. Лагунные берега. Наряду с примыкающими к абразионным участкам косами широкое распространение имеют береговые бары, галечные и песчано-гравийные. Прижатые к берегу бары и пересыпи отчленяют от моря многочисленные лиманы и лагуны, заполняющиеся аллювиальным, флювиогляциальным и склоновым материалом. Отчленённые акватории отмечены практически везде. Наиболее развитый бар у западного берега о. Старокадомского (Коса Преградная) – классический островной галечный бар длиной около 6 км, шириной до 30 м, высотой до 1 м, отделённый от берега лагуной шириной 200-600 м.

6. Дельтовые берега приурочены к дельтам крупных рек и конусам выноса водноледниковых потоков. Для них характерны низкие (до 0,8 м) галечно-песчаные приустьевые бары и косы шириной до 40 м

7. Берега, неизменённые морем преобладают на участках с преобладанием гранитоидов (о-ва Гейберга, мыс Оловянный, мыс Палец). Рельеф и расчленение таких берегов связаны преимущественно с сейсмотектоническими нарушениями (сейсмодислокациями), обнаруженными нами на восточном побережье залива Микояна (о. Большевик) и о. Восточном (о-ва Гейберга).

В целом для обследованных берегов Северной Земли, судя по параметрам береговых форм рельефа, характерна низкая гидродинамическая активность и важная роль ледовых явлений. Береговой рельеф находится на стадии юности, и при увеличении продолжительности безлёдного периода, повышении уровня моря и возрастании штормовой активности, можно ожидать существенных деформаций побережья. Наиболее сильного разрушения берегов надо ожидать на ледяных и термоабразионных участках. Также можно прогнозировать усиление абразии на современных клифах и активную трансформацию аккумулятивных форм.

Несмотря на практически повсеместную встречаемость обломков морских раковин до абсолютной высоты несколько десятков метров, единого хода колебаний уровня моря не выявлено. Наоборот, установлены признаки неравномерных (блоковых) движений земной коры, отражённых в деформациях рельефа и рыхлых отложений, а также значительное количество активных тектонических нарушений.

Авторы глубоко признательны руководителю экспедиции к.б.н. М.В. Гаврило, всем коллегам по экспедиции, капитану «Профессора Молчанова» С.В. Хохлову и руководимому им экипажу, а также Dr. Enric Sala (Национальное географическое общество США).

Работа выполнена при поддержке Ассоциации «Морское наследие: исследуем и сохраним» и РФФИ (проекты №№ 18-05-60200, 18-05-60221) в рамках тем кафедры геоморфологии и палеогеографии «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования» и лаборатории геоэкологии Севера «Геоэкологический анализ и прогноз динамики криолитозоны Российской Арктики».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
2. Большианов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля (оледенение, история развития природной среды). СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. 216 с.
3. Möller P., Lubinski D. J., Ingólfsson Ó. et al. Erratum to: Severnaya Zemlya, Arctic Russia: a nucleation area for Kara Sea ice sheets during the Middle to Late Quaternary // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26(7-8). P. 1149–1191.

In the period from August 16 to September 18, 2019, during the expedition to the R / V “Professor Molchanov”, a survey of the shores of Severnaya Zemlya and neighboring islands was conducted. On foot examination, with the help of quadrocopters, many details of the relief structure were revealed, a series of sections of loose deposits, including peat, was tested. Traces of ancient earthquakes were discovered, a collection of samples of Quaternary marine mollusks was collected. The development trends of different types of coasts of the archipelago are established.

**Рубан А.С.¹, Дударев О.В.², Рудмин М.А.¹, Гершелис Е.В.¹,
Мазуров А.К.¹**

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

**Особенности распределения редкоземельных элементов
в современных донных осадках губы Буор-Хая (юго-
восточная часть моря Лаптевых)**

**Ruban A.S.¹, Dudarev O.V.¹, Rudmin M.A.¹, Gershelis E.V.¹,
Mazurov A.K.¹**

(¹National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk; ²Pacific Oceanological Institute of Far East Branch of RAS, Vladivostok)

**Features of the rare earth elements distribution in modern
bottom sediments of the Buor-Khaya Gulf (southeastern part of
the Laptev Sea)**

Ключевые слова: геохимия, редкоземельные элементы, донные осадки, море Лаптевых, губа Буор-Хая

Изучалось распределение редкоземельных элементов в донных осадках губы Буор-Хая (юго-восточная часть моря Лаптевых). Сходство характера изменчивости содержания ЛРЗЭ и ТРЗЭ может свидетельствовать о едином источнике вещества и одинаковом поведении в ходе водной миграции и диагенеза. Совпадение максимумов содержания ЛРЗЭ, ТРЗЭ и Fe – показатель активизации сорбционных процессов в субоксической обстановке на юге губы.

Изучение поведения химических элементов в зонах смешения арктических морей вызывает интерес ввиду недостаточной изученности геохимических процессов, происходящих под влиянием резкого изменения гидродинамических, биологических и физико-химических параметров. К одной из таких зон смешения относится губа Буор-Хая, расположенная в юго-восточной части моря Лаптевых и представляющая собой полузакрытый залив ингрессионного типа. Влияние мощного распресняющего фактора в виде стока р. Лена приводит к тому, что вся акватория залива в период арктического лета является областью смешения пресных речных и соленых морских вод [1]. Формирующийся при этом гидрологический барьер в осевой части залива, несомненно сказывается на поведении многих химических элементов, в том числе и редкоземельных (РЗЭ), которые являются важными индикаторами различных природных процессов, благодаря их устойчивости к процессам выветривания, транспортировки, осаждения и диагенеза, а также отсутствию фракционирования элементов (за исключение Eu и Ce) [2].

Фактическим материалом для написания данной работы послужили 27 проб донных осадков, отобранные в губе Буор-Хая во время научно-исследовательских экспедиций (рисунок). Пробы поверхностного слоя донных осадков (0-2 см) отбирались с помощью дночерпателя типа Van Veen, коробчатых пробоотборников, а также малых гравитационных труб. После отбора пробы помещались в полиэтиленовые пакеты, замораживались и хранились при отрицательных температурах до лабораторных исследований.

Концентрации РЗЭ в донных осадках определялись методом инструментального нейтроно-активационного анализа в ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН. Предварительно истертые в агатовой ступке (размер частиц <0.063 мм) пробы высушивались при температуре 105 С°.

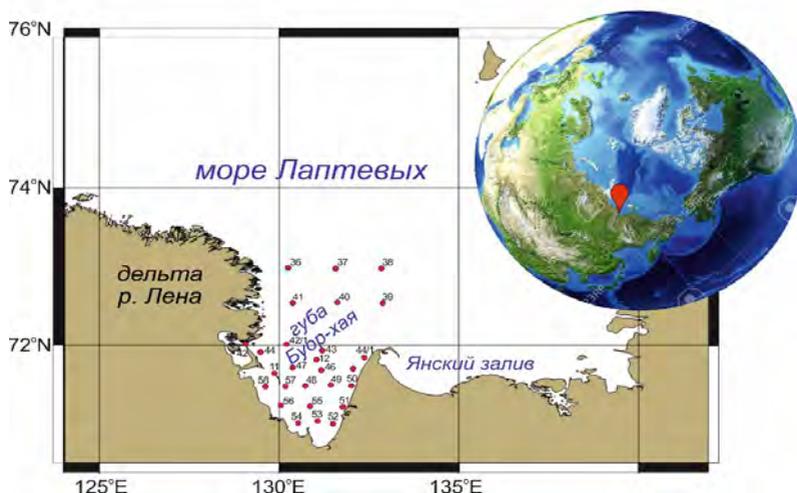


Рисунок. Схема расположения станций.

Суммарное содержание РЗЭ (Σ РЗЭ, сумма от La до Lu за исключением Y) в изученных образцах варьирует от 82,67 до 396,60 мкг/г при среднем значении 188,97 мкг/г, что соизмеримо со средним содержанием Σ РЗЭ в североамериканском сланце NASC (172,61 мкг/кг) [3]. Наиболее высокие концентрации лантаноидов зарегистрированы на трех станциях – 44, 52 и 55, которые расположены в западной (ст. 44) и юго-восточной (ст. 52, ст. 55) частях залива. Суммарное содержание РЗЭ в осадках, отобранных на этих станциях, превышает NASC в 2 раза.

Характеры распределения легких (ЛРЗЭ, от La до Eu) и тяжелых (ТРЗЭ, от Gd до Lu) РЗЭ [4,5] выделяется схожестью, поскольку области

максимальных и минимальных содержаний ЛРЗЭ и ТРЗЭ наблюдаются в одних и тех же местах. Это может означать, что данные группы лантаноидов испытывают одинаковое природное фракционирование, способное изменять соотношение содержания ЛРЗЭ и ТРЗЭ. Среднее содержание первой группы выше второй в 9 раз, т.е. Σ ЛРЗЭ составляет 90% от Σ ТРЗЭ. Стоит отметить, что области с высоким суммарным содержанием РЗЭ формируются не только за счет вклада ЛРЗЭ, но и ТРЗЭ. Благодаря этому распределение ЛРЗЭ и ТРЗЭ в пространстве в целом повторяет распределение Σ РЗЭ. В этих же областях в донных осадках отмечаются максимальные концентрации железа. Значения используемого в качестве индикатора условий литогенеза отношения Σ ЛРЗЭ/ Σ ТРЗЭ меняются от 5.0 до 10.5 при среднем значении 7,3.

Цериевая (Ce^*) и европиевая (Eu^*) аномалии являются важными геохимическими параметрами для изучения современных осадков, поскольку способность Ce и Eu менять валентность при изменении окислительно-восстановительных условий позволяет оценить их селективное фракционирование [6-10]. Расчет величины цериевой аномалии (Ce^*) проводился по формуле $Ce^* = (Ce/Ce_{NASC}) / (2/3 \times La/La_{NASC} + 1/3 \times Nd/Nd_{NASC})$ [10]. В исследованных образцы значения Ce^* варьируют от 0,76 до 0,94, при среднем значении 0,90, что указывают на слабовыраженную отрицательную цериевую аномалию. Минимальные значения Ce^* отмечаются в центральной и восточной частях губы в области распространения тонкозернистых пелито-алевритовых осадков. Здесь же отмечаются повышенные (до 5.3 %) концентрации железа. Вероятно, обеднение осадков Ce происходит в результате сорбции гидроокислами железа при доступе кислорода.

Значения Eu^* , рассчитанные по формуле $Eu^* = 2 \times (Eu/Eu_{NASC}) / (Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC})$ [11,12, 10], лежат в диапазоне от 0,54 до 1,1. Среднее значение Eu^* также составляет 0,90, что характеризует европиевую аномалию, как слабо отрицательную (в 21 из 27 проанализированных проб значение Eu/Eu^* составляет более 0,80) [13]. Наибольшие значения Eu/Eu^* (>1.00) характерны для тонкозернистых алеврито-пелитовых и пелитовых осадков осевой части залива, минимальные – для более крупнозернистых алеврито-песчаных и песчаных осадков авандельты и подводного берегового склона в районе Быковского полуострова. При средней величине отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ равной 7.3 и при отрицательной европиевой аномалии, с учетом мнения [14, 15], можно предполагать доминирование вклада продуктов дезинтеграции кислых магматических пород в валовую поставку осадочного материала.

Таким образом, отмеченное сходство характера изменчивости содержания ЛРЗЭ и ТРЗЭ может свидетельствовать о едином источнике вещества и одинаковом поведении в ходе водной миграции и диагенеза. Совпадение

максимумов содержания ЛРЗЭ, ТРЗЭ и Fe – показатель активизации сорбционных процессов в субоксической обстановке на юге губы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-00016) в Международной научно-образовательной лаборатории изучения углерода арктических морей, созданной в рамках выполнения мегагранта Правительства Российской Федерации (проект № 14.Z.50.31.0012, рук. И.П. Семилетов) в Национальном исследовательском Томском политехническом университете.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России // Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2016. 192 с.
2. Santos I.R., Favaro D., Schaefer C., Silva-Filho E.V. Sediment geochemistry in coastal maritime Antarctica (Admiralty Bay, King George Island): Evidence from rare earths and other elements // Marine Chemistry. 2007. V. 107. P. 464–474.
3. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev L.A. The “North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. No. 12. P. 2469–2482.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов // М.: Наука, 1976. 266 с.
5. Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements // Rare Earth Element Geochemistry / Henderson P. (ed.). Elsevier, Oxford: 1984. 510 p.
6. Li Chuan-Shun, Shi Xue-Fa et al. Rare earth elements in fine-grained sediments of major rivers from the high-standing island of Taiwan // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 69. P. 39–47.
7. Yang S.Y., Jung H.S., Choi M.S., Li C.X. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtz) and Huanghe (Yellow) river sediments // Earth Planetary Science Letters. 2002. V. 201. P. 407–419.
8. Chaillou G., Anschutz P., Lavaux G., Blanc G. Rare earth elements in the modern sediments of the Bay of Biscay (France) // Marine Chemistry. 2006. V. 100. P. 39–52.
9. Шартов В.А., Войцеховский Г.В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного Мирового океана // Вестник ВГУ, Серия: геология. 2010. № 1. С. 73–83.
10. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
11. De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W. Rare earth elements

- in the Pacific and Atlantic Oceans // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. P. 1943–1959.
12. Kato Y., Yamaguchi K.E., Ohmoto H. Rare earth elements in precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen // *Memoir of the Geological Society of America*. 2006. V. 198. P. 269–289.
 13. Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л. и др. Особенности распределения редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря и нижнего течения Северной Двины // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 6. С. 786–799.
 14. Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л. и др. Особенности распределения элементов примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. № 6. С. 463–492.
 15. McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 2015–2050.

The distribution of rare-earth elements in the bottom sediments of the Buor-Khaya Gulf (southeastern part of the Laptev Sea) was studied. The similarity of the nature of the variability of the contents of LREE and TREE may indicate a single source of the substance and the same behavior during water migration and diagenesis. The coincidence of the maxima of the contents of LREE, TREE and Fe is an indicator of the activation of sorption processes in a suboxic environment in the south of the gulf.

Рыбалко А.Е.^{1, 2, 3}, Щербаков В.А.¹, Захаров Д.С.¹, Локтев А.С.^{1, 4}, Иванова В.В.¹, Алексеев А.Ю.¹, Исаева О.В.¹

¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: alek-rybalko@yandex.ru,

² Институт наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург, ³Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, ⁴ Центр Морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Первая сводная инженерно-геологическая карта шельфа Арктических морей России

Rybalko A.E.^{1, 2, 3}, Shcherbakov V.A.¹, Zacharov D.S.¹, Loktev A.S.^{1, 4}, Ivanova V.V.¹, Alekseev A.Yu.¹, Isaeva O.V.¹

¹FSBI “VNIIOkeangeologia”, St.Petersburg, e-mail: alek-rybalko@yandex.ru,

²Institute of earth sciences of St. Petersburg University, St.Petersburg, ³Centre of Seismic Dates, Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow, ⁴ Center for Marine Research, Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow

The first consolidated engineering-geological map of the shelf of the Arctic seas of Russia

Ключевые слова: Арктический шельф, Инженерно-геологическая карта, физические свойства, донные осадки, Баренцево море, Карское море, Море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море

В докладе рассказывается о первом опыте составления сводной инженерно-геологической карты масштаба 1:5 000 000 для арктических морей Российской Федерации. Карта сопровождается врезками масштаба 1:15 00 000, в том числе: карту инженерно-геологического районирования окраинных морей Северного Ледовитого океана масштаба, схему оценки техногенных воздействий на инженерно-геологические условия окраинных морей Северного Ледовитого океана, схему оценки интенсивности проявления современных геологических процессов и геологических опасностей освоения шельфовой зоны окраинных морей Северного Ледовитого океана. Данный комплект карт, составлен впервые не только в России, но и за рубежом.

Хозяйственное освоение шельфа, которое в значительной степени возродилось в конце первого десятилетия XXI века, привело и к усилению роли инженерно-геологических изысканий на континентальной окраине. Основным объектом их служат объекты нефтегазовой отрасли или прокладка оптоволоконных кабелей. Инженерно-геологические изыскания на шельфе начались в 50-х годах прошлого века. Преимущественно они были связаны со строительством портов на побережье или велись в интересах военного ведомства. Инженерно-геологическое картографирование в этот период практически отсутствовало.

Следующий этап связан со специализированным инженерно-геологическим изучением нефтегазоперспективных площадей, которое началось в 70-х годах

прошлого века. Основными исполнителями этих работ во второй половине XX века являлись МАГЭ (геология) и АМИГЭ (инженерная геология). В этот период были выполнены региональные геолого-геофизические работы масштаба 1: 5 000 000 – 1: 200 000 на Баренцевоморском и Карском шельфах. Были составлены карты рельефа дна, донных грунтов, геологические, геоморфологические и инженерно-геологические различных масштабов. В этот же период появились и первые картографические обобщения. Так, С.А. Козловым была составлена пятимиллионная инженерно-геологическая карта Баренцевоморского шельфа.

В 1990-е годы происходит существенное сокращение инженерно-геологических исследований на Арктическом шельфе России. Однако, уже в начале 2000 годов начинается активизация инженерно-геологических изысканий, причем не только на Западно-Арктическом, но и на Восточно-Арктическом шельфах. В этот период возросла роль геофизических методов и, в первую очередь, сейсмоакустического профилирования. Первая четверть XXI столетия ознаменовалась практическим завершением полистной Государственной геологической съемки масштаба 1:1000000 и созданием обобщающих геологических карт, таких как «Геологическая карта Российской Федерации с прилежащим шельфом» и «Геологическая карта четвертичных отложений Российской Федерации с прилежащим шельфом» (обе в масштабе 1:2500000). Все это позволило поставить вопрос и о создании мелкомасштабной инженерно-геологической карты, прежде всего, арктического шельфа. Потребность в обзорных мелкомасштабных картах инженерно-геологического содержания для арктического шельфа России диктуется необходимостью разработки долгосрочных планов устойчивого развития арктических территорий и на обобщении накопленного опыта проектирования, строительства и эксплуатации различных хозяйственных объектов на шельфе, создания и развития геоинформационных систем, включающих в себя разнообразные базы данных, а также возможностью широкого использования инженерно-геологических карт в системах управления ГИСами для решения задач рационального использования и охраны геологической среды. Все это и предопределило решение агентства «Роснедра» поставить впервые задачу создания «Инженерно-геологическая карты окраинных морей Северного Ледовитого океана масштаба 1:5 000 000» и поручить ее создание ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Инженерно-геологическая карта представляет собой продукт самостоятельного картографирования, в результате которого на ней должны быть показаны все важнейшие природные и техногенные факторы, определяющие инженерно-геологические условия для регионального планирования, проектирования, строительства, эксплуатации сооружений и проведения инженерных работ на шельфе и в береговой зоне, а также для прогноза изменения геологической среды под влиянием инженерно-

хозяйственной деятельности. На ней нашли отражение: рельеф морского дна, геологическое строение в самом широком смысле этого термина, обобщенная гидрогеологическая характеристика, геологические процессы и явления, включая общую оценку состояния берегов, техногенная структура, связанная с проектированием, строительством и эксплуатацией различных сооружений на морском дне и в прибрежной зоне. Показ такой обильной информации потребовал больших усилий по свертке информации, выбору наиболее наглядных изобразительных средств.

На карте показаны как рыхлые четвертичные отложения, которые и являются основным объектом картографирования, так и дочетвертичные породы, которые характеризуют состав цоколя что необходимо для проектирования инженерных сооружений на шельфе. В качестве основной единицы картографирования был выбран **инженерно-геологический комплекс (ИГК)**, под которым понимается толща горных пород или отложений, расположенных в стратиграфической последовательности и характеризующаяся сходством или закономерной изменчивостью инженерно-геологических характеристик. Всего было выделено 14 ИГК и для каждого приведены возраст, литологический состав, привязка к определённой фациальной обстановке, мощность, площадь распространения с геоморфологической характеристикой и обобщённая атрибутивная инженерно-геологическая характеристика по имеющейся информации. Для показа ИГК было отдано главное изобразительное средство – цвет. При этом, дисперсным грунтам в текучем, слабо литифицированном и слабо уплотнённом состоянии отведена жёлто-зелёная гамма оттенков, а более уплотнённым и литифицированным грунтам – розовато-коричневая, со сгущением тона от песчаных грунтов к глинистым. Таким выбором было закреплено важное положение, что с инженерно-геологической точки зрения первостепенное значение имеет состав грунтов, слагающих верхнюю часть геологического разреза.

На втором слое (подложке) показаны структурно-фациальные комплексы (СФК) коренных пород (их 7). Для каждого из них в легенде приведены возраст в широком временном диапазоне (нерасчленённые толщи), литологический (петрографический) состав с указанием преобладающих значений мощностей, геоморфологическая характеристика площадей, распространение и обобщённая атрибутивная инженерно-геологическая характеристика.

На карту вынесены только основные дизъюнктивные нарушения, затрагивающие как ИГК, так и СФК (чёрный цвет), активизированные в четвертичное время и влияющие на распределение покрова донных отложений верхней части четвертичного разреза (ВЧР).

Обобщённая **геоструктурная** характеристика арктического шельфа России использована в качестве одного из ведущих факторов при

составлении схемы инженерно-геологического районирования. Имеющаяся весьма скудная гидрогеологическая характеристика полностью вынесена в пояснительную записку. **Геодинамическая** характеристика представлена выделением типа берегов (4 типа), внемасштабными знаками отдельных явлений (центры сейсмогенной активности) и оконтуриванием проявления процессов газовыделения, подводных гравитационных смещений, а также эрозионных размывов в пределах подводных долин и врезов. **Геокриологическая обстановка и мерзлотно-динамические процессы** и явления на данной карте ограничены показом областей, где таковые полностью отсутствуют, встречаются спорадически и, наконец, оконтурены области предполагаемого сплошного развития ММП. Все контуры заимствованы с геокриологической карты, которая одновременно была составлена в ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Техногенные объекты показаны на карте внемасштабными знаками и охарактеризованы в пояснительной записке.

Схема инженерно-геологического районирования арктического шельфа масштаба 1:15000000 представляет дополнительный и совершенно самостоятельный картографический продукт в комплекте зарамочного оформления представляемой карты. При ее составлении для обоснования и картографического отображения закономерностей формирования инженерно-геологических условий был использован метод традиционного трёхступенчатого районирования с выделением регионов, областей и районов. Для выделения регионов использовались, как правило, структурно-тектонические признаки, областей – геоморфологические, районов (и подрайонов) – классификационные характеристики пород поверхностных отложений. Так, в качестве инженерно-геологических регионов выделяются Западно-Арктический шельф и Восточно-Арктический шельф. При выделении инженерно-геологических областей во главу угла ставился геоморфологический фактор с привлечением элементов тектонической структуры. Для выделения инженерно-геологических районов использовался принцип смешанного районирования, учитывающий как индивидуальные характеристики, так и типологические черты. В качестве первых рассматривались специфические морфоскульптурные характеристики в пределах той или иной акватории, в качестве вторых – особенности современных процессов литодинамики, определяющие устойчивость и закономерности современного развития инженерно-геологической обстановки в целом.

Схема оценки интенсивности проявления современных геологических процессов и геологических опасностей освоения шельфовой зоны окраинных морей Северного Ледовитого океана масштаба 1:1500000 содержит информацию об интенсивности развития экзогенных и эндогенных геологических процессов и опасности их проявления. Это – склоново-

гравитационные и ветро-волновые явления на акваториях, криогенные процессы, землетрясения и др. В пределах шельфа в настоящее время одной из наиболее широко распространенных опасностей признаны скопления газов различной природы. Для картографирования степени проявления опасных геологических процессов был выбран количественный принцип, широко используемый в квалитметрии и в картах оценки геоэкологического состояния шельфов. Районирование проведено по интенсивности проявления опасных факторов, которое определяется их количеством (1, 2, 3 и более). Им приданы стандартные цвета опасности: зеленый (благоприятный), желтый (требующий внимания или умеренное проявление) и красный (интенсивное проявление, опасный район).

Инженерно-геологическая карта арктического шельфа РФ дополнена также «Схемой районирования шельфовой зоны по характеру и интенсивности проявления техногенных воздействий». На ней цветом выделены четыре вида техногенных воздействий площадного характера: кратковременного воздействия на верхний слой донных отложений в районах интенсивного судоходства и донных работ исследовательского характера, проведения взрывных работ, сопровождающихся существенными изменениями рельефа морского дна и структуры тел, сложенных горными породами, захоронения отходов промышленности и атомной энергетики, зоны постоянного воздействия со стороны тралового рыболовного флота. Исходя из степени и глубины наблюдающихся техногенных изменений, выделены три категории: площади с весьма несущественными изменениями, с низкой степенью изменений и с умеренной степенью среды.

Представленная инженерно-геологическая карта шельфа арктической окраины России является первым обобщающим документом такого рода и, несомненно, содержит много недостатков и спорных моментов. Авторы, представляя этот документ для общего обозрения, надеются на конструктивную критику с целью улучшения качества этого важного вида мелкомасштабного картографирования шельфа РФ, в том числе и для поддержания приоритета отечественной школы картографии.

The report describes the first experience in compiling a consolidated geotechnical map on a scale of 1: 5,000,000 for the Arctic seas of the Russian Federation. The map is accompanied by insets on a scale of 1:15 00 000, including: a map of the engineering and geological zoning of the marginal seas of the Arctic Ocean, a scale for assessing technogenic impacts on the engineering and geological conditions of the marginal seas of the Arctic Ocean, a scheme for assessing the intensity of manifestations of modern geological processes and geological the dangers of developing the shelf zone of the marginal seas of the Arctic Ocean.

Савин В.А., Киреев А.А., Буценко В.В., Поселов В.А.

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: savinvasily@rambler.ru)

Увязка результатов бурения на юго-западном побережье моря Лаптевых и на хребте Ломоносова по данным сейсморазведки МОВ ОГТ

Savin V.A., Kireev A.A., Butsenko V.V., Poselov V.A.

(FSBI «All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean named after I.S. Gramberg», St. Petersburg)

Tie between MCS data and the results of drilling on the southwestern coast of the Laptev Sea and on the Lomonosov Ridge

Ключевые слова: осадочный чехол, скважина, сейсмическая корреляция, Арктика, море Лаптевых, хребет Ломоносова

Построен непрерывный корреляционный ход от скважин Сындаская-1, Ильинская-13 и Гуримиская-2, расположенных в непосредственной близости от профилей МОВ ОГТ на юго-западном побережье моря Лаптевых, до профиля А-7, осадочный разрез которого увязан с результатами бурения на хребте Ломоносова (проект АСЕХ). Контроль корреляции выполнен путем привлечения геологических данных по Таймыру, вблизи которого располагается отрезок корреляционного хода.

Представление о геологическом строении обширных акваторий Восточной Арктики в настоящее время строится на геофизических исследованиях и экстраполяции геологических данных с суши. Однако слабая и неравномерная изученность в совокупности с отсутствием в пределах шельфа картировочных скважин сильно осложняют решение проблем геологического строения региона, что приводит к их дискуссионности. Одной из таких проблем является природа консолидированного фундамента и, соответственно, стратиграфическая модель осадочного чехла. В настоящее время существуют несколько точек зрения на стратиграфический диапазон осадочного чехла на шельфе моря Лаптевых [1–3, 5–6, 8]. Привлечение новейших сейсмических данных МОВ ОГТ и результатов бурения должно способствовать решению проблемы стратификации осадочного чехла.

Нами выполнен непрерывный корреляционный ход АДЕ (рис. 1), на котором сейсмические комплексы осадочного чехла увязаны с литолого-стратиграфическими комплексами, вскрытыми скважинами на побережье моря Лаптевых и на хребте Ломоносова. Прослеженные сейсмические комплексы в геологическом отношении соответствуют следующим формациям:

- эоцен-четвертичная терригенная пострифтовая на деформированном позднепротерозойском-мезозойском основании (сейсмические горизонты К1-К5 [2]);
- мел-палеоценовая терригенная синрифтовая на деформированном позднепротерозойском-мезозойском основании (сейсмические горизонты А-К1 [2]);
- мезозойская терригенная Сибирской платформы (сейсмические горизонты P_{2uk-J});
- пермско-раннетриасовая вулканогенно-терригенная Сибирской платформы (сейсмические горизонты $C_1?-P_{2uk}$);
- среднепалеозойская терригенно-карбонатная Сибирской платформы (сейсмические горизонты $E_2?-C_1?$);
- позднепротерозойско-кембрийская карбонатная Сибирской платформы (сейсмические горизонты $PR_3?-E_2?$).



Рисунок 1. Положение построенных корреляционных ходов.

Интерпретировались временные разрезы МОВ ОГТ. При пересчете глубинных разрезов по скважинам во временные, использовалась скоростная модель геологического разреза, разработанная специалистами ГНЦ ФГУП «Южморгеология» [4] на основании анализа и сопоставления синтетических годографов, полученных по данным ВСП для ряда глубоких скважин исследуемого региона. Интерпретация выполнялась путем детального

анализа структуры сейсмического волнового поля и трансляции на разрез данных геологического картирования прилегающей суши.

От юго-западного побережья моря Лаптевых прослежены сейсмические горизонты P_1t , P_2vk , T_2 , T_3 , J , соответствующие литолого-стратиграфическим комплексам, вскрытым скважинами Сындаская-1, Ильинская-13 и Гуримисская-2. В нижней части разреза зафиксированы три сейсмических горизонта, не вскрытые скважинами, которые были идентифицированы условно: $C_1?$, $C_2?$ и $PR_3?$. В связи с отсутствием единой номенклатуры сейсмических горизонтов для исследуемого региона им присвоены индексы, соответствующие возрасту подстилающих сейсмических комплексов.

Выполненная интерпретация демонстрирует, что на отрезке 240803-240802-240805 композитного профиля AD (рис. 2) сейсмические горизонты от $PR_3?$ до J , которые трассируются из Хатангского залива, залегают субгоризонтально, полого облекая прогибы и поднятия фундамента. Однако на отрезке PT1133-SWL1301 позднепротерозойский-мезозойский чехол Сибирской платформы испытывает складчатые деформации и перекрыт более молодыми осадками по угловому несогласию с ярко выраженным эрозионным срезом. Эрозионный срез маркируется многофазным высокоамплитудным отражением, интенсивность которого уменьшается с увеличением глубины, однако оно все равно остается хорошо различимым в сейсмическом волновом поле. Деформированные позднепротерозойские-мезозойские комплексы хорошо идентифицируются под поверхностью эрозионного среза на протяжении 90 км и далее прослеживаются лишь фрагментарно. Таким образом, многофазное отражение приобретает характер акустического (в геологическом смысле – консолидированного) фундамента и идентифицируется далее по разрезу композитного профиля именно в таком качестве.

Осадочная толща, залегающая выше эрозионного среза (акустического фундамента), интерпретировалась с привлечением сейсмо-стратиграфической модели шельфа моря Лаптевых, разработанной Т.А. Кирилловой и ее коллегами [2]. Были трассированы 5 опорных сейсмических горизонтов апт-кайнозойского возраста: А, К1, К2, К3, К5. Стратиграфическая привязка этих горизонтов основана на эвстатических колебаниях уровня моря, связанных с главными плитотектоническими и климатическими событиями в истории Арктики.

Сейсмические комплексы, ограниченные трассированными горизонтами, характеризуются хорошо идентифицируемыми отличиями в структуре волнового поля по ширине и амплитуде фаз, протяженности и параллельности осей синфазности, наличию областей с прозрачной (немой) записью, многофазности отражений на границах комплексов.

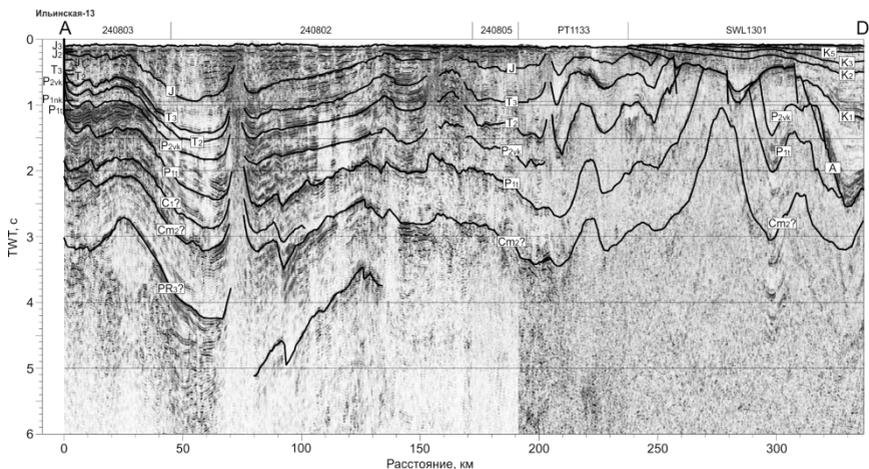


Рисунок 2. Временной разрез по композитному профилю AD.

Передача корреляции с шельфа моря Лаптевых на профиль А-7 осуществлялась через область замыкания Евразийского бассейна. Это позволило решить проблему выклинивания осадочного чехла в восточной части моря Лаптевых, которая возникает при использовании сети профилей на шельфе (например, профилей МОВ ОГТ А-4 и 90800).

Выполненная интерпретация иллюстрирует тот факт, что количество сейсмических горизонтов и их положение на разрезе по профилю А-7, интерпретация которого выполнена с привязкой к скважине АСЕХ-302, совпали с горизонтами, переданными с шельфа моря Лаптевых по композитному разрезу АДЕ. Нами отмечена разница в возрастной привязке сейсмического горизонта RU [9] в шельфовой части профиля А-7 (~33.9 млн. лет согласно сеймостратиграфической схеме шельфа моря Лаптевых [2]) и на хребте Ломоносова (~18 млн. лет согласно сеймостратиграфической схеме глубоководной части СЛО [9]).

По-нашему мнению, эта разница в датировке связана с тем, что на хребте Ломоносова по результатам бурения АСЕХ зафиксирован перерыв в осадконакоплении с ~44 до ~18 млн. лет [7], который стал основанием для датировки горизонта RU в глубоководной части СЛО. Между тем, на шельфе моря Лаптевых в это время продолжался континентальный рифтогенез, связанный с формированием Евразийского бассейна, и осадконакопление продолжалось без столь значительного перерыва. Именно поэтому на разрезе по профилю А-7 при переходе с хребта Ломоносова к шельфу мы наблюдаем значительное увеличение мощности осадков и количества сейсмических горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ким Б.И. Осадочный чехол шельфа моря Лаптевых и его нефтегазовый потенциал / Б.И. Ким, Н.К. Евдокимова, Л.Я. Харитоновна и др. // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 116–131.
2. Кириллова-Покровская Т.А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточнения оценки его углеводородного потенциала / Т.А. Кириллова-Покровская // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
3. Малышев Н.А. Тектоническая история осадочных бассейнов российских арктических шельфов и сопредельной суши / Н.А. Малышев, А.М. Никишин, С.С. Драчев // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 19–23.
4. Прокопцева С.В. Комплексные геолого-геофизические работы в области сочленения Лено-Тунгусской НГП и Лаптевской ПНГО / С.В. Прокопцева, В.И. Савченко, А.К. Цехмейстрюк и др. // Отчет ГНЦ ФГУПП «Южморгеология» по объекту Государственного контракта № 40/01/70-108. Геленджик, 2014. Фонды ФГБУ «Росгеолфонд».
5. Секретов С.Б. Геологическое строение Лаптевоморского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.10 / С.Б. Секретов. СПб., 1993. 25 с.
6. Хорошилова М.А. Датировка и корреляция опорных сейсмических горизонтов в Лаптевоморском бассейне / М.А. Хорошилова, Д. Франке, Т.А. Кириллова и др. // Вестн. Моск. ун-та. 2014. № 5. С. 3–11.
7. Backman J. Sites M0001–M0004 / J. Backman, K. Moran, D.B. McInroy et al. // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. 169 p. DOI: 10.2204/iodp.proc.302.104.2006.
8. Franke D. The Laptev Sea rift / D. Franke, K. Hinz, O. Oncken // Marine and Petroleum Geology. 2001. No. 18. P. 1083–1127.
9. Poselov V.A. Structure and seismic stratigraphy of sedimentary cover in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean [Электронный ресурс] / V.A. Poselov, A.A. Kireev, V.V. Butsenko et al. // Abstracts of 35th International Geological Congress. Cape Town, 2016.

A continuous correlation was constructed from the wells of Syndasskaya-1, Ilyinskaya-13 and Gurimisskaya-2 located in close proximity to the MCS lines on the southwestern coast of the Laptev Sea to MCS line A-7. The sedimentary cover of the line A-7 was interpreted by using the results of drilling on the Lomonosov Ridge (ACEX project) previously. Correlation control was performed by attracting geological data for Taimyr near which a segment of the composite seismic line is stretched.

Семенов П.Б., Малышев С.А., Шatrova E.B., Ванштейн Б.Г.

(Всероссийский научно-исследовательский Институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана, ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург)

**Особенности молекулярного и изотопного состава
n-алканов и изопреноидов в донных осадках прибрежной
акватории о-ва Комсомолец (Карское море)**

Semenov P.B., Malyshev S.A., Shatrova E.V., Vanshteyn B.G.

(¹All-Russia Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, FSUE

“VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg, e-mail: petborsem@gmail.com)

**Molecular and isotopic composition of n-alkanes and
isoprenoids in bottom deposits of the near-shore water area of
Komsomolets island (Kara Sea)**

Ключевые слова: осадки, Карское море, органическое вещество, n-алканы

В районе исследований, расположенном между о-вом Комсомолец и прогибом Воронина, выявлено нетипичное распределение n-алканов, характеризующееся преобладанием пиков C₁₄, C₁₆, C₁₈ и минорным вкладом гомологов C₂₅-C₃₃. Анализ изотопного состава углерода n-алканов в ряду C₁₅-C₂₉ продемонстрировал значения δ¹³C, варьирующие от -34 до -31‰, что свидетельствует о едином для данных компонентов генезисе, связанном с биомассой наземных высших растений. Вероятно, в период формирования осадков на прилегающем к исследуемой акватории участке суши существовали условия, благоприятствующие вегетации сосудистых растений. Тогда как специфика молекулярного состава n-алканов, по-видимому, указывает на особенности обстановки осадконакопления, определившие нетипичный сценарий постседиментационного преобразования ОВ.

Работа выполнена с использованием материалов, полученных в ходе экспедиции «ВНИИОкеангеология» на НИС Профессор Молчанов в 2018 г. в рамках «Программы Государственного геологического картирования территории и континентального шельфа Российской Федерации». Район опробования располагался к западу от островов архипелага Северная Земля в пределах восточного борта и осевой части желоба Воронина (Карское море). В ходе интерпретации новых данных использовались материалы по другим районам акватории Карского моря, которые были полученные в других экспедициях ФГБУ «ВНИИОкеангеология», проведенных в 2012 и 2013 гг. на приамальского части южнокарского шельфа.

В пределах восточного борта и осевой части желоба Воронина, в непосредственной близости от о-ва Комсомолец (архипелаг Северная Земля), на 36 станциях было выполнено донное опробование. Положение станций донного опробования показано на рисунке.

Аналитические исследования донных осадков проводились в Аналитическом центре ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

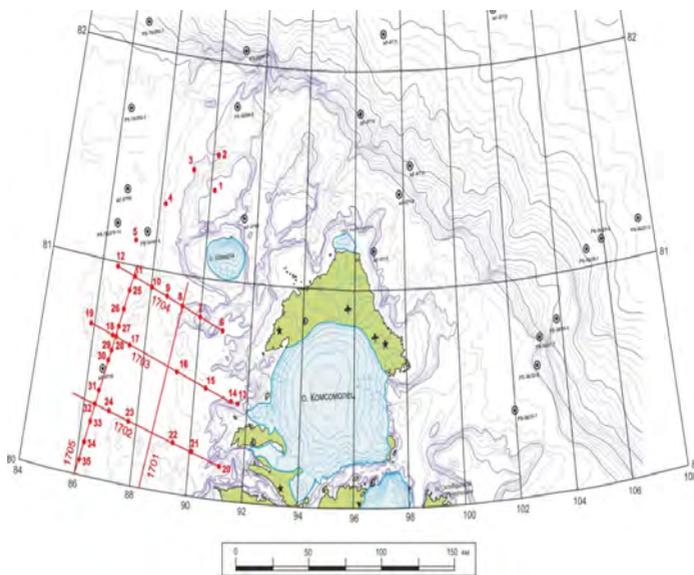


Рисунок 1. Схема расположения станций донного опробования и сейсмоакустических профилей, выполненных ФГБУ «ВНИИОкеангеология» в 2017 году у о-ва Комсомолец с борта НИС «Профессор Молчанов»

По данным многолетних исследований ФГБУ «ВНИИОкеангеология» донные осадки Карского моря демонстрируют типичные для мелководных шельфовых морей закономерности пространственного распределения ОВ, источники которого можно определить по молекулярному составу н-алканов и изопреноидов. Последние относятся к классу неспецифических биомаркеров, который используется для определения генезиса органического вещества (ОВ) и палеоклиматических реконструкций [5].

В прибрежной зоне Карского моря (приамальской части юнокарского шельфа) наблюдается мономодальное распределение н-алканов с ярко-выраженным преобладанием нечетных гомологов C_{25} - C_{33} ($CPI > 5$), что определяется интенсивной поставкой терригенного материала вследствие термоабразии берегов. По мере увеличения глубины моря отмечается закономерное возрастание вклада ОВ морского генезиса, о чем свидетельствует увеличение содержания низкомолекулярных н-алканов диапазона C_{14} - C_{24} с равным соотношением четных и нечетных гомологов ($CPI \sim 1$). В обстановке морского шельфового осадконакопления проявляется

бимодальное распределение n-алканов на фоне уменьшения доли терригенной составляющей и, как следствие, общего содержания биомаркеров данного класса.

Донные осадки восточного борта и осевой части желоба Воронина демонстрируют мономодальное распределение с доминированием гомологов C_{14} - C_{17} . Минорный вклад терригенного ОВ в данном случае можно объяснить скудной биомассой высших растений о-ва Комсомолец и удаленностью акватории от областей континентального сноса. Относительно высокое содержание компонентов C_{14} - C_{24} при явном отсутствии базовых предпосылок первичной продукции ОВ «in situ» определяет специфику исследуемой акватории в сравнении с типичными условиями осадконакопления Карского моря. Можно предположить, что источником седиментации относительно лабильного ОВ, маркируемого короткоцепочечными гомологами, служит биомасса гидробионтов, доставляемая в исследуемый регион из более продуктивных акваторий морскими течениями. Однако анализ стабильных изотопов углерода индивидуальных n-алканов состава C_{15} - C_{29} , выполненный в трех репрезентативных образцах, демонстрирует нетипичное единообразие изотопных сигнатур для всего гомологического ряда. При этом диапазон значений $\delta^{13}C$ (-34 – -31%) отражает ведущую роль первичной продукции наземных высших растений (C_3 путь фотосинтеза) в формировании [6]. Отсутствие существенных вариаций в распределении значений $\delta^{13}C$, а также выраженного тренда «утяжеления» низкомолекулярных гомологов говорит об отсутствии значимой примеси гидробионтного ОВ.

Своеобразие молекулярного состава n-алканов проявляется в резком доминировании пиков C_{14} , C_{16} , C_{18} , обуславливающим чрезвычайно низкие значения индексов $SPIC_{13}$ - C_{19} ($<0,5$). Одним из возможных механизмов селективной генерации n-алканов C_{16} и C_{18} служит постседиментационное гидрирование карбоксильных групп жирных кислот (пальмитиновой (C_{16}), стеариновой (C_{18})) [1, 3]. Однако этот путь возможен в лишь особых, резко-восстановительных обстановках, в частности, в зонах разгрузки гидротермальных флюидов, где имеет место дополнительный подток восстановительных эквивалентов. В литературе имеются сведения о накоплении гомологов C_{14} и C_{16} в составе ОВ лесных почв при пирогенной деструкции мажорных n-алканов сосудистых растений (C_{27} - C_{31}), что было подтверждено экспериментально [4]. Любопытно, что в этом случае характерному сдвигу распределения n-алканов в короткоцепочечную область должна сопутствовать общность изотопных сигнатур углерода, свидетельствующая о единообразном терригенном генезисе n-алканов всего гомологического ряда [1, 4].

Терригенный генезис n-алканов, продемонстрированный данными по изотопии углерода предполагает, по меньшей мере, наличие активной

вегетации сосудистых растений на прилегающем к исследуемой акватории участке суши ОВ в период седиментации опробованных осадков. Тогда как специфика молекулярного состава n-алканов, по-видимому, указывает на особенности обстановки осадконакопления, определившие нетипичный сценарий постседиментационного преобразования ОВ. Низкие темпы осадконакопления, свойственные современным условиям морского осадконакопления в данном районе, способствуют сохранности реликтового ОВ. Это подтверждается устойчивым доминированием характерного паттерна распределения n-алканов в пределах всей площади опробования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Elias V.O., Simoneit B.R.T., Cardoso J.N. Even n-alkane predominances on the Amazon shelf and a Northeast Pacific hydrothermal system // *Naturwissenschaften*. 1997. V. 84. P. 415–420.
2. Grimalt J., Albaiges J. Sources and Occurrence of C-12-C-22 Normal-Alkane Distributions with Even Carbon-Number Preference in Sedimentary Environments // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 1379–1384.
3. Ekpo B.O., Oyo-Ita O.E., Wehner H. Even-n-alkane/alkene predominances in surface sediments from the Calabar River, SE Niger Delta, Nigeria // *Naturwissenschaften*. 2005. V. 92. P. 341–346.
4. Kuhn T. Krull E., Bowater A., Grice K. The occurrence of short chain n-alkanes with an even over odd predominance in higher plants and soils // *Organic Geochemistry*. 2010. V. 41. P. 88–95.
5. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J. *The Biomarker Guide. Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History*, second ed., vol. 1. Cambridge university press 2004, 2008. 471 p.
6. Zhang H., Xing L., Zhao M. Origins of terrestrial organic matter in surface sediments of the East China Sea shelf *J. Ocean Univ. China (Oceanic and Coastal Sea Research)* 2017. V. 16. P. 793–802.

Pattern of n-alkanes remarkable for rare predominance of the peaks C_{14} , C_{16} , C_{18} accompanied by minor input of C_{25} - C_{33} series in bottom sediments near-shore Komsomolets Island (Kara Sea). Carbon isotope measurements (CSIA) revealed the values of $\delta^{13}C$ lay within a range from -34 to -31‰ evident of the common for all the compounds origin related to terrigenous vascular plants vegetation. Probably there were favorable conditions for vascular plants vegetation in the adjacent inland area. While the molecular composition features of n-alkanes indicate the deposition conditions causing untypical scenario of postdepositional OM transformation.

Старцева К.Ф., Никишин А.М.

(Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: kfstartseva@gmail.com)

Эпизоды тектонических деформаций в истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей

Startseva K.F., Nikishin A.M.

(Lomonosov Moscow State University)

Episodes of tectonic deformations in the history of the sedimentary basins of Chukotka Sea and East-Siberian Sea

Ключевые слова: тектоностратиграфия, сейсмическая интерпретация, осадочные бассейны, Чукотское море, Восточно-Сибирское море

Изучен большой объем новых сейсморазведочных данных для Восточно-Сибирского и Чукотского морей. На основании новых данных в тектонической истории региона выделены следующие этапы: 1) образование краевого прогиба в позднеюрское — неокомское время; 2) синрифтовое растяжение в апт-альбское время; 3) начало пострифтового погружения в позднем мелу; 4) воздымание и деформации на границе мела — палеогена; 5) эпизод растяжения в раннем эоцене, формирование системы многочисленных низкоамплитудных сбросов; 6) инверсионные деформации в олигоцене; 7) относительно спокойные тектонические обстановки в неоген-четвертичное время.

Исследуемый регион охватывает шельф Восточно-Сибирского моря, а также западную часть Чукотского моря. В тектоническом районировании [1–5] выделяются крупные прогибы: Манский, Северо-Мельвилльский, Мельвилльский, Пегтымельский, Дремхедский и Северо-Чукотский (рис.). Они ограничиваются поднятиями Де-Лонга, Барановское, Генриетты, Маховское Врангеля-Геральда, Шелагское.

Исходными данными послужила сеть региональных сейсмических профилей, выполненных компаниями МАГЭ, СМНГ, ДМНГ, ION-GXT, а также в рамках федеральной программы «Внешние границы Арктического шельфа России» (описание приведено в [5]). В качестве основного метода интерпретации данных был применен метод тектоностратиграфии [6]. Выделенные на сейсмопрофилях тектоно-стратиграфические комплексы были увязаны с тектоническими событиями, проявленными в истории региона, на основе данных бурения на хребте Ломоносова [7–8] и шельфе Аляски [9–11], донного опробования в районе поднятия Менделеева [12], возрастов линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне [13–14].

В результате сейсмической интерпретации были выделены следующие комплексы.

Позднеюрский – неоконский комплекс краевого прогиба (164–125 млн лет) выделяется между мезозоидами Новосибирских островов и поднятием Де-Лонга с тиманским и каледонским фундаментом [1]. Образование прогиба связывается с верхояно-чукотской складчатостью, широко проявленной на прилегающей суше [4, 15–18].

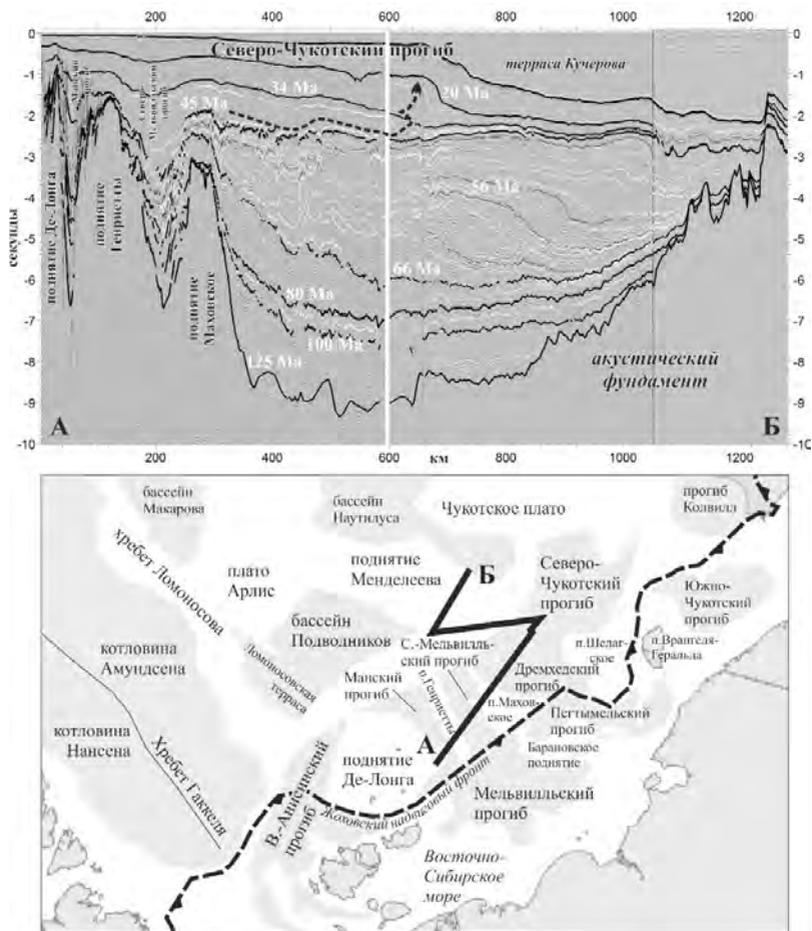


Рисунок. Схема выделения тектоностратиграфических комплексов. Вверху пунктирной стрелкой показано изменение геометрии клиноформ

Апт-альбский синрифтовый комплекс (125–100 млн лет). Начало рифтинга по времени примерно соответствует трапповому магматизму на поднятии Де-Лонга [3, 19]. Подошва комплекса соответствует Брукскому (предаптскому) несогласию на шельфе Аляски [10]. Геометрия рифтовых

бассейнов, выделяемых на сейсмопрофилях, характерна для гиперрастянутой континентальной коры.

Поздне меловой пострифтовый комплекс (100–60 млн лет) регионально перекрывает все области с апт–альбским рифтингом. Подошва комплекса примерно соответствует Сеноманскому несогласию шельфе Аляски [10].

Палеоцен – среднеэоценовый синтетектонический комплекс (66–45 млн лет) связан с фазой воздымания и значительной эрозии территории южнее Северо-Чукотского прогиба. С угловым несогласием МБУ в Дремхедском прогибе связан конседиментационный рост складок, указывающий на длительный (первые миллионы лет) период тектонических движений.

Средне-позднеэоценовый синрифтовый комплекс (45–34 млн лет) отделен от нижележащего комплекса резкой трансгрессией в сторону континента. Это может быть объяснено либо резким повышением уровня моря, либо быстрыми вертикальными тектоническими движениями. К этому времени также приурочена кратковременная фаза малоамплитудного регионального сбросообразования в Северо-Чукотском прогибе и в прогибах Восточно-Сибирского моря, вероятно, также в Манском и Северо-Мельвилльском. По южному краю Северо-Чукотского бассейна фиксируется фаза воздымания и эрозии ≈45 млн лет. Данная граница соответствует Среднеэоценовому несогласию на шельфе Аляски [10]. По данным бурения в рифтовом бассейне Хоуп в американской части Южно-Чукотского бассейна, время его формирования, вероятно, также соответствует эпохе 45–34 млн лет [11].

Подошва олигоцен – раннемиоценового синтетектонического комплекса (34–20 млн лет) выделена по корреляции сейсмических горизонтов с возрастными линейными магнитных аномалий в Евразийском бассейне. подошве и кровле комплекса развиты угловые несогласия, которые указывают на формирование в условиях возобновляющихся деформаций сжатия. В геометрии клиноформ данного комплекса выражен переход от быстрой проградации к агградации (см. рис).

Неоген-четвертичный комплекс регионального чехла (20–0 млн лет) характеризуется плавными изменениями мощностей. К его подошве часто приурочены эрозионные границы, проявления гравитационной тектоники, отложения донных течений [20].

В соответствии с тектоно-стратиграфическими комплексами выделяются следующие этапы тектонической истории региона: 1) поздняя юра – неоком: формирование краевого прогиба; 2) апт–альб: синрифтовый этап; 3) поздний мел: пострифтовый этап; 4) граница мела – палеогена: этап воздымания и деформаций, начало формирования клиноформного комплекса; 5) ранний эоцен: эпизод растяжения, формирование системы многочисленных низкоамплитудных сбросов; 6) олигоцен: этап инверсионные деформаций; 7) неоген-четвертичное время: развитие морского бассейна в спокойных тектонических обстановках.

Авторы признательны коллегам из Москвы, Санкт-Петербурга и Новосибирска за обсуждение наших материалов. Мы благодарны ОАО МАГЭ, СМНГ, ДМНГ и подразделению ION GXT за предоставленную возможность использовать сейсмические данные, а также компании Schlumberger за предоставленную лицензию к системе Petrel для интерпретации сейсмических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 18-05-70011, 18-35-00133, 18-05-00495).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Drachev S., Malyshev N., Nikishin A. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference. B.A. Vining, S.C. Pickering (eds.). Geol. Soc. London. 2010. V. 7. P. 591–619. DOI: 10.1144/0070591.
2. Петровская Н.А., Савишкина М.А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 3. С. 1–26.
3. Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I. Geological Structure and History of the Arctic Ocean. DB HOUTEN, the Netherlands: EAGE Publ., 2014. 88 p.
4. Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth Sci. Rev. 2016. V. 154. P. 29–71.
5. Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (eds.). Geologic structures of the Arctic Basin. N.Y.: Springer, 2019. 380 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9>.
6. Nikishin A.M., Kopaeovich L.F. Tectonostratigraphy as a basis for paleotectonic reconstructions // Moscow Univ. Geol. Bull. 2009. V. 64. No. 2. P. 65–74.
7. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23. No. 1. P. 1–15. doi: 10.1029/2007PA001476.
8. Stein R. Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. N.Y.: Elsevier Science, 2008. 1 st edn. V.2. 608 p. <https://www.sciencedirect.com/bookseries/developments-in-marine-geology/vol/2>
9. Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig J.D. et al. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (eds.). Boulder, Colorado. USA: Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. P. 39–66.
10. Ilhan I., Coakley B.J. Meso–Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin, Arctic Ocean // Marine and Petrol. Geology. 2018. V. 95. P. 100–109.

12. Mineral Management Service (MMS). Chukchi Sea Province Summary, 2006, Assessment- Alaska Region // World Wide Web Address: Seismic Framework US Chukchi Shelf 13, 2006.
 13. Skolotnev S., Akeksandrova G., Isakova T. et al. Fossils from seabed bedrocks: implication to the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) // *Marine Petrol. Geol.* 2019. V. 407. P. 148–163.
 14. Chernykh A.A., Krylov A.A. Sedimentogenesis in the Amundsen Basin from geophysical data and drilling results on the Lomonosov Ridge // *Dokl. Earth Sci.* 2011. V. 440. No. 2. P. 1372–1376.
 15. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82.
 16. Шатский Н.С. О тектонике Арктики // *Геология и полезные ископаемые Севера СССР / А.Д. Архангельский (ред.). Л.: Главсевморпуть, 1935. С. 149–165.*
 17. Пушаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1960. № 9. С. 15–28.
 18. Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики / А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский (ред.). М.: Наука, 1963. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 99).
 19. Sokolov S.D. Tectonics of Northeast Asia: An Overview // *Geotectonics*. 2010. V. 44. No. 6. P. 493–509.
 20. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Азиатского бассейна // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115–2142.
 21. Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна // *Вестник МГУ. Сер. Геология*. 2019. В печати.
- <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga>. HTML.

A large amount of new seismic data for the East Siberian and Chukchi seas has been studied. On the basis of new data, the following stages in the tectonic history of the region are identified: 1) foreland basin forming in the late Jurassic — Barremian; 2) synrift stretching in the Apt-Albian; 3) beginning of the postrift subsidence in the late Cretaceous; 4) Uplift deformations at the Cretaceous — Paleogene boundary, 5) episode of stretching in the early Eocene, the formation of a system of numerous low-amplitude faults; 6) inversion deformations in the Oligocene; 7) relatively calm tectonic conditions in Neogene-Quaternary time.

**Талденкова Е.Е.^{1,2}, Овсепян Я.С.^{3,2}, Шпильхаген Р.Ф.⁴,
Кассенс Х.⁴, Баух Х.А.⁵, Штайн Р.⁵, Аверкина Н.О.^{1,2},
Русаков В.Ю.⁶**

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: etaldenkova@mail.ru; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург; ³Геологический институт РАН, г. Москва; ⁴Гельмгольц Центр по изучению океана в Киле (ГЕОМАР), г. Киль; ⁵Институт Альфреда Вегенера, Гельмгольц Центр по морским и полярным исследованиям, г. Бремерхаузен; ⁶Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва)

История изменений природной среды западной части моря Лаптевых (пролив Вилькицкого) в послеледниковье и голоцене

**Taldenkova E.E.^{1,2}, Ovsepyan Ya.S.^{3,2}, Spielhagen R.F.⁴,
Kassens H.⁴, Bauch H.A.⁵, Stein R.⁵, Averkina N.O.^{1,2}, Rusakov V.Yu.⁶**

(¹Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg; ³Geological Institute RAS, Moscow; ⁴Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR), Kiel; ⁵Alfred-Wegener-Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven; ⁶Vernadskii Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry)

Histroy of paleoenvironmental changes in the western Laptev Sea (Vilkitzkii Strait) during the postglacial and the Holocene

Ключевые слова: палеоокеанология; палеосреда; последняя дегляциация; голоцен; море Лаптевых; пролив Вилькицкого

В рамках совместного российско-германского проекта «Изменчивость Арктической трансполярной системы» исследовалась история и природные тренды изменения палеосреды морей сибирского шельфа и Арктической трансполярной системы со времени последней дегляциации на основе комплексного высокоразрешающего изучения морских осадков пролива Вилькицкого.

В рамках совместного российско-германского проекта «Изменчивость Арктической трансполярной системы» исследовалась история и природные тренды изменения палеосреды морей сибирского шельфа и Арктической трансполярной системы со времени последней дегляциации на основе комплексного высокоразрешающего изучения морских осадков. Ключевым районом для понимания палеоциркуляции водных масс являются шельф западной части моря Лаптевых и пролива Вилькицкого наряду с примыкающим

континентальным склоном, где трансформированные атлантические воды, распространяющиеся вдоль евразийской континентальной окраины взаимодействуют с опресненными водами, поступающими из Карского моря и моря Лаптевых [1].

Для исследования выбрана колонка АМК5636, отобранная в проливе Вилькицкого с глубины 225 м в ходе 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 г. Осадки исследованы комплексом методов, который включает: изучение литологии; определение численности и видового состава планктонных и бентосных микрофоссилий; радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии; изучение состава стабильных изотопов кислорода и углерода карбоната бентосных фораминифер; анализ геохимических характеристик осадков.

На основании полученных на настоящее время данных можно выделить три этапа изменений палеосреды региона за последние примерно 12.5 календарных тысяч лет (кал.тыс.лет).

Наиболее древний период конца дегляциации (11.7–12.5 кал.тыс.л.н.), соответствующий похолоданию позднего дриаса, характеризуется суровыми климатическими условиями. Судя по полному отсутствию бентосных микрофоссилий и однородному тонкозернистому составу осадков возрастом 12.3–12.5 кал.тыс.л.н., в проливе Вилькицкого господствовали условия сплоченного практически круглогодичного ледового покрова. Уровень моря в это время был примерно на 50–60 м ниже современного [2], обширные пространства шельфов морей Карского и Лаптевых были осушены, и циркуляция вод была не очень активной. В период времени между 12 и 12.3 кал.тыс.л.н. наблюдалось некоторое улучшение условий среды и усиление циркуляции с проникновением атлантических вод в пролив, о чем свидетельствует присутствие бентосных фораминифер вида *Cassidulina neoteretis*, индикаторного для этих вод [3]. В последующий короткий интервал продолжительностью менее 100 лет, примерно между 12 и 11.9 кал.тыс.л.н. район пролива Вилькицкого испытал событие сильного опреснения, вероятно вызванное притоком пресных вод из Карского моря (?). Свидетельств ему несколько: огромное количество аутигенных конкреций вивианита, который образовывался в анаэробных условиях на дне, вероятно вызванных стратификацией вод за счет опреснения [4, 5]; крайне низкое содержание микрофоссилий и преобладание среди них вида-оппортуниста *Elphidium clavatum*, который доминирует в условиях сильного опреснения, неблагоприятного для других видов [6]; а также огромное количество крупнозернистых обломков, представленных углем. Угольные месторождения известны на западном Таймыре, возможно, поступление этого материала связано с мощным стоком вод и размывом угленосных отложений. После события опреснения в период перехода к межледниковью

голоцена условия среды постепенно становились более благоприятными.

Ранний голоцен (11.7–8 кал. тыс. л. н.) характеризовался наиболее теплыми условиями, что было вызвано, прежде всего, высокой солнечной инсоляцией в сочетании с почти полным отсутствием влияния талых ледниковых вод. Крайне низкое содержание материала ледового и айсбергового разноса (IRD) в сочетании с ростом численности бентоса свидетельствуют о сокращении ледового покрова в летний период, прогреве поверхностных вод и росте биопродуктивности. Среди бентосных фораминифер доминирует широко распространенный арктический вид *Cassidulina reniforme*, предпочитающий холодные и соленые придонные воды. Его доминирование, скорее всего, указывает на уменьшение стратификации вод и на активность процессов образования рассолов при ледообразовании на шельфе в условиях роста глубины палеобассейна по сравнению с эпохой дегляциации. Вид-индикатор атлантических вод *C. neoteretis* практически исчезает из осадков колонки. Отсутствие или значительное сокращение содержания *C. neoteretis* отмечалось нами в раннеголоценовых осадках других исследованных колонок с континентального склона моря Лаптевых [7–9]. Вероятно, с одной стороны, это можно объяснить активностью «шельфовых» процессов при начавшемся активном затоплении внешнего шельфа. С другой стороны, вид *C. neoteretis* также крайне малочислен в раннеголоценовых осадках пролива Фрама, района, откуда атлантические воды поступают в Арктику с одноименной ветвью атлантического течения, что мы связываем с выходом атлантических вод на поверхность и началом активной глубинной конвекции [8]. В какой-то мере это могло приводить к сокращению потока атлантических вод на восток в сторону моря Лаптевых с фрамовской ветвью.

Средний-поздний голоцен (после 8 кал. тыс. л. н.) характеризуется периодическим увеличением поступления материала IRD после 7 кал. тыс. л. н., которое свидетельствует о похолодании и климатических флуктуациях с периодичностью около 1–1.5 тысяч лет. Выделены пики IRD около 7, 5.2, 4, 3.3, 2.1 и 1.5 кал. тыс. л. н. Наряду с пиками материала IRD об усилении ледовитости свидетельствует и рост содержания «river-proximal» видов бентосных фораминифер [6], вероятно, приносимых льдами и айсбергами из прибрежных районов [7, 10]. На фоне уменьшающейся общей численности бентосных фораминифер отмечается рост их видового разнообразия и отсутствие выраженного доминирующего вида. Появление относительно глубоководного вида *Melonis barleeanus*, питающегося частично разложившимся органическим веществом, свидетельствует о росте глубины пролива, вследствие того, что примерно к 5–6 кал. тыс. л. н. уровень моря достиг современных отметок [2]. Рост процентного содержания таких видов как *Nonion labradoricum*, *Islandiella norcrossi*, *Stainforthia loeblichii* связано с пульсами продуктивности у края сезонного ледового покрова [6].

Появление вида-индикатора атлантических вод *S. neoteretis* в количестве до 10–15%, вероятно, свидетельствует об усилении притока атлантических вод с фрамовской ветвью, что могло быть результатом ослабления глубинной конвекции в районе пролива Фрама.

Исследования Талденковой Е.Е., Овсепяна Я.С., Аверкиной Н.О. поддержаны субсидией Минобрнауки по проекту “Изменчивость Арктической Трансполярной системы” (CATS) (уникальный идентификатор проекта – RFMEFI61617X0076); исследования Шпильхагена Р.Ф., Кассенс Х., Бауха Х.А., Штайна Р. – Министерством образования и науки Германии по проекту CATS (№03F0776).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., Nurser A.J.G. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study // *Journal of Marine Systems*. 2010. V. 79. P. 1–22.
2. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 125–139.
3. Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1851–1879.
4. Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J. et al. 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.
5. Logvina E., Krylov A., Taldenkova E. et al. Mechanisms of Late Pleistocene authigenic Fe–Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // *Arktos*. 2018. 4:2. doi:10.1007/s41063-018-0036.
6. Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment // *Journal of Foraminiferal Research*. 2002. V. 32. No. 3. P. 252–273.
7. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 96–97. P. 13–28.
8. Taldenkova E., Bauch H.A., Spielhagen R.F. et al. Past environmental variability of the Laptev Sea continental margin and Atlantic water advection to the Arctic during the last c. 18 cal kyrs // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung. Polar Systems under pressure, 27th International Polar Conference, Rostock, 25–29 March 2018*. P. 179–180.
9. Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне

- моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 964–112.
10. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Postglacial to Holocene benthic assemblages from the Laptev Sea: paleoenvironmental implications // Quaternary International. 2008. V. 183. P. 40–60.

In the frame of the joint Russian-German research project “Changing Arctic Transpolar System” (CATS), the history and natural trends of climatically driven paleoenvironmental variability of the Siberian shelf seas and the Arctic Transpolar System since the last glacial times are reconstructed on the basis of multiproxy high-resolution records of paleoceanological characteristics of marine sediments of Vilkitzkii Strait.

Хомутов А.В.¹, Бабкина Е.А.¹, Белова Н.Г.¹, Дворников Ю.А.¹, Лейбман М.О.¹, Нестерова Н.Б.², Хайруллин Р.Р.¹

(¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, г. Тюмень, e-mail: akhomutov@gmail.com; ²Тюменский государственный университет, г. Тюмень)

Термоденудационные процессы на побережье Югорского полуострова

Khomutov A.V.¹, Babkina E.A.¹, Belova N.G.¹, Dvornikov Yu.A.¹, Leibman M.O.¹, Nesterova N.B.², Khairullin R.R.¹

(¹Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen; ²Tyumen State University, Tyumen)

Thermal denudation processes on the Yugorsky Peninsula coast

Ключевые слова: термоцирки, ледовые пласты, термоденудация, Югорский полуостров, Карское море

Представлены первые результаты повторных наблюдений за активностью термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова к востоку от пос. Амдерма. К 2019 г. ранее активные термоцирки в прибрежной части ключевого участка «Первая Песчаная» частично стабилизировались, но активизировалась термоденудация на удалении от морского побережья аналогично наблюдаемой на Ямале и Гыдане после 2012 г. как результат экстремальной летней температуры воздуха.

Термоденудация – это деструктивный рельефообразующий криогенный процесс, необходимым условием которого является наличие в разрезе подземных льдов и сильнольдистых мерзлых пород [1]. Активизация этого процесса вызывается как правило увеличением глубины сезонного протаивания на участках близкого к поверхности залегания подземных льдов. В зависимости от сочетания криолитологических, геоморфологических и климатических условий на разных участках и в разные промежутки времени происходит вскрытие ледовых пластов и формирование специфических форм рельефа – термоцирков и термотеррас [2]. В период до 2012 г. термоцирки, образованные слиянием криогенных оползней течения, расширяющихся от года к году, были характерны только для прибрежной части Карского моря. Здесь помимо температурного воздействия термоденудации способствовало влияние волновой активности, удаляющей с пляжа оползневые массы. В глубине суши наблюдались, в основном, криогенные оползни скольжения, образованные в результате единичного схода. После 2012 г. по нашим наблюдениям криогенные оползни течения с формированием крупных термоцирков появились и активно расширялись на Центральном Ямале [3]. Задачей исследования было выявление территорий, на которых процессы

термоденудации распространились вглубь суши как реакция на резкое увеличение глубины протаивания, которая достигла верхней границы пластовых подземных льдов [4]. Для исследования был выбран участок побережья Карского моря в районе пос. Амдерма (рис.1) где с 2001 по 2010 гг. на ключевых участках побережья велись инструментальные наблюдения за отступанием бровок берегового уступа с пластовыми льдами [5-8].

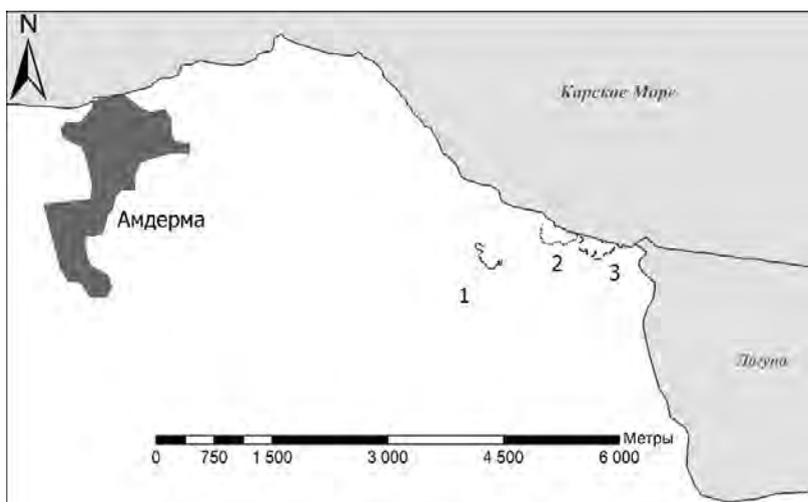


Рисунок 1. Местоположение изучаемых объектов ключевого участка «Первая Песчаная. Термоцирки: 1 – Внутренний, 2 – Восточный, 3 - Западный

Побережье Югорского полуострова характеризуется наличием залежей пластовых льдов в разрезе [2, 9]. У термоденудационных склонов в прибрежной части Югорского полуострова с пластовыми льдами, нижняя граница которых выше уровня моря, наблюдается две плоскости и соответственно две бровки отступания. Стенку термоцирка/термотеррасы венчает «верхняя» бровка. Днище термоцирка/термотеррасы отделено от пляжа уступом, образующим «нижнюю» бровку [5].

В работе представлены первые результаты повторных инструментальных наблюдений за отступанием обеих бровок на ключевом участке «Первая Песчаная» в 2019 г.

Западный термоцирк, характеризовавшийся в 2005-2010 гг. значениями максимального отступления бровки от 13 до 53 м в год, за весь период 2010-2019 гг. отступил в среднем на 42 м и, видимо, некоторое время назад стабилизировался. Восточный термоцирк, также в целом стабилизировавшийся, отличается от Западного наличием свежего

образования, развивающегося в пределах древней, ранее переработанной термоденудацией, поверхности. При этом термотерраса низкого берега между Западным и Восточным термоцирками, врезавшаяся на 78 м за 2007-2010 гг., стабилизировалась. Новый термоцирк площадью 23 тыс. м² врезан в верхнюю часть склона, заново перерабатывая только небольшую часть Восточного термоцирка, и не затрагивает бровку стабилизированной термотеррасы ниже него (рис. 2). Низкий, относительно задернованный берег на всем участке протяженностью 1 км за 2010-2019 г. отступил незначительно с общей потерей площади в 3,5 тыс. м², в основном, за счет термоабразионной деятельности моря и мелких оползней течения.



Рисунок 2. Новый термоцирк, частично врезанный в поверхность стабилизированного Восточного термоцирка на ключевом участке «Первая Песчаная».

Кроме того, в районе прибрежного ключевого участка «Первая Песчаная» на значительном удалении от бровки берегового уступа (0,4 км и более) наблюдаются проявления термоденудационных процессов различной степени активности: от небольших криогенных оползней течения, до крупных термоцирков. При этом не всегда эти термоденудационные формы рельефа приурочены к берегам немногочисленных здесь небольших озер, как это характерно для Центрального Ямала. Например, активная площадь одного из выявленных термоцирков (Внутреннего, см. рис.1, 3), приуроченного к верхней части ложбины стока, впадающей в лагуну Первую Песчаную, составляет не менее 50 тыс. м². Базис эрозии (лагуна) удален от активной стенки этого термоцирка на 2,5 км. От морского побережья эта термоденудационная форма рельефа находится на расстоянии 0,6 км и отделена высокой водораздельной поверхностью.



Рисунок 3. Активный термоцирк в 0,6 м от побережья на ключевом участке «Первая Песчаная».

В разрезе этого термоцирка вскрываются и активно вытаивают пластовые льды, по всей видимости, второго яруса, описанного ранее на ключевых участках «Первая Песчаная» и «Шпиндлер» [2, 10].

Таким образом, наблюдаемая активизация термоденудационных процессов на Югорском полуострове на значительном удалении от побережья, не связанная с волновой активностью моря или даже озера, согласуется с увеличением в последние годы активности термоденудационных процессов во внутренних районах полуостровов Ямал и Гыдан [3] в связи с климатическими колебаниями.

В настоящее время наблюдаются многочисленные свежие эмбриональные оползни по бортам оврагов и склонам средней крутизны, которые в ближайшие 1–3 года с большой вероятностью превратятся в крупные термоцирки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60222). Авторы признательны В.А.Морозову за помощь в организации, проведении и обеспечении безопасности исследований, а также руководству АО Нарьян-Марский объединенный авиаотряд за содействие при следовании в пос.Амдерма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кизяков А.И., Лейбман М.О. Рельефообразующие криогенные процессы: обзор литературы за 2010–2015 годы // Криосфера Земли. Т. XX. № 4. 2016. С. 45–58.

2. Лейбман М.О., Кизяков А.И. 2007. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.-Тюмень: ИКЗ СО РАН. 206 с.
3. Khomutov A., Dvornikov Yu., Leibman M., Babkina E. Thermal denudation due to climate fluctuations as a driver for relief transformation in central Yamal, Russia // Deline P., Bodin X. and Ravel L. (Eds.): 5th European Conference On Permafrost. Book of Abstracts, 23 June – 1 July 2018, Chamonix, France. 2018. P. 283–284.
4. Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А. и др. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 99–109.
5. Leibman M.O., Gubarkov A.A., Khomutov A.V. et al. Coastal processes at the tabular-ground-ice-bearing area, Yugorsky Peninsula, Russia // Proc. of the 9th Intern. Conf. on Permafrost, 29 June – 3 July 2008, University of Alaska Fairbanks, USA. 2008. I. P. 1037–1042.
6. Губарьков А.А., Лейбман М.О., Мельников В.П., Хомутов А.В. Вклад термоэрозии и термоденудации в отступление берегов Югорского полуострова // Доклады академии наук. 2008. Т. 423 (4). С. 543–545.
7. Хомутов А.В., Лейбман М.О. Ландшафтные факторы изменения скорости термоденудации на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 4. С. 24–35.
8. Кизяков А.И., Зимин М.В., Хомутов А.В. и др. Проект геопртала МГУ «Геоинформационная система участка побережья Югорского полуострова» // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Т.5: Расширенные тезисы на русском языке. Тюмень: Печатник. 2012. С. 137–138.
9. Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфсон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.
10. Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.-W. et al. Isotope-geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorsky peninsula and reconstruction of conditions for its formation // Data of glaciological studies. 2001. Publication 90, Moscow. P. 30–39.

The first results of repeated observations of the activity of thermodenudation on the coast of the Yugorsky Peninsula east of the Amderma settlement are presented. Thermocirques in the coastal zone of the Pervaya Peschanaya key site, previously active, partially stabilized by 2019, but thermodenudation has activated at a distance from the sea coast, similar to that observed in Yamal and Gydan after 2012 as a result of extreme summer air temperature.

Элькина Д.В.^{1,2}, Пискарев А.Л.^{1,2}

(¹Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, e-mail: darielfly@gmail.com; ²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург)

Новые данные палеомагнитных исследований морских донных осадков района центральной Арктики

Elkina D.V.^{1,2}, Piskarev A.L.^{1,2}

(¹Gramberg All-Russian State Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, e-mail: darielfly@gmail.com; ²St. Petersburg State University, St. Petersburg)

New paleomagnetic data on marine sediments from the Central Arctic

Ключевые слова: донные морские осадки, магнитостратиграфия, плиоцен-четвертичные средние скорости осадконакопления, котловина Подводников, Северный Ледовитый океан

Результаты ранее проведенных палеомагнитных исследований по колонкам донных осадков с поднятия Менделеева и хребта Ломоносова были дополнены новыми данными по колонке, отобранной в котловине Подводников (Северный Ледовитый океан).

Определение возраста донных морских осадков в Северном Ледовитом океане является нетривиальной задачей, усложняемой из-за бедности осадка биологическим материалом и применимости радиоуглеродного метода только в пределах верхней части разреза, что в совокупности с неоднозначной интерпретацией палеомагнитных данных приводит к публикациям возрастных моделей, противоречащим друг другу. Более того, средние скорости осадконакопления, полученные для определенных морфоструктур центрального Арктического бассейна, часто переносятся на другие его части, где может действовать совершенно отличный режим осадконакопления, что в свою очередь ведет к значительным погрешностям при обобщении средних скоростей на весь бассейн.

Результаты ранее проведенных палеомагнитных исследований по колонкам донных осадков с поднятия Менделеева и хребта Ломоносова [1] были дополнены новыми данными по колонке, отобранной в котловине Подводников. Первые показали, что четвертичное осадконакопление в районе хребта Ломоносова происходило со средней скоростью около 4 мм в тыс. лет, при этом скорость осадконакопления несколько замедлялась при переходе рубежа хронов Матуяма/Гаусс и вновь возрастала в эпоху Брунес. В районе же поднятия Менделеева средние скорости осадконакопления не

превышали 2 мм в тыс. лет вплоть до начала плиоцена [2]. Кроме того, по про веденному сравнению распределения палеомагнитных параметров в колонках, отобранных на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, сделано заключение о различиях в геологической и геохимической обстановках осадконакопления на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова в плиоцен-четвертичное время [3].

Исследование колонки донных морских осадков, отобранной в районе котловины Подводников, стало возможным в рамках совместного исследования с Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), Германия. Колонка PS87/074-3 была извлечена с глубины 2816.5 метра в ходе экспедиции научного исследовательского судна «Поларштерн» (RV Polarstern) в 2014 г. [4]. Длина колонки составила 6,15 м. Измерения проводились на оборудовании ресурсного центра научного парка «Геомодель» на базе Санкт-Петербургского государственного университета.

Новые данные позволили изучить связующую точку между хребтом Ломоносова и поднятием Менделеева, и, таким образом, протянуть разрез средних скоростей осадконакопления через область Центрально-Арктических поднятий.

Авторы признательны Рудигеру Штайну, Йенсу Маттиссену (Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера) и Томасу Фредериксу (Бременский университет) за предоставление материалов и организацию совместного исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Элькина Д.В., Пискарев А.Л. Первые результаты палеомагнитных исследований четвертично-плиоценовых скоростей осадконакопления на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, Северный Ледовитый океан // Школа морской геологии, Москва, 20-25 ноября 2017.
2. Piskarev A., Elkina, D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports 7, 2017.
3. Elkina D.V., Petrova V.I., Piskarev A.L., Andreeva J.A. Pliocene-Pleistocene Sedimentation // Geologic Structures of the Arctic Basin. 2019. P. 327–364.
4. Stein R. The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // Berichte zur Polar-und Meeresforschung. Reports on polar and marine research. 2015. V. 688.

New paleomagnetic data on the sediment core from the Podvodnikov Basin (Arctic Ocean) have complemented the earlier results from the Mendeleev and Lomonosov ridges.

Bubenshchikova N.¹, Schönfeld J.,² Nürnberg D.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, e-mail: bubenshchikova.nv@ocean.ru;
²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Germany)

Environmental changes on the northern slope of the Okhotsk Sea from onset to decline of Last Interglacial

Бубенщикова Н.¹, Шенфельд И.², Нюрнберг Д.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: bubenshchikova.nv@ocean.ru; ²ГЕОМАР Гельмгольц центр океанологических исследований Киль, Германия)

Изменения условий на северном континентальном склоне Охотского моря в течение Последнего межледниковья

Key words: Benthic foraminifera, stable isotopes, Last Interglacial, Okhotsk Sea

We analysed benthic foraminiferal compositions, geochemical and sedimentological proxies of core MD01-2415 to reconstruct paleoceanographic changes in the Okhotsk Sea from 140 to 101 ka. Four benthic assemblages, distinguished with factor analysis, and other proxies document variations of the Okhotsk Sea environments around the Last Interglacial in accordance with orbitally forced climate changes during that time.

The Okhotsk Sea plays a key role in ventilation of the intermediate North Pacific that contributes to global ocean circulation and climate changes. In the northern Okhotsk Sea, winter sea ice formation leads to production of dense shelf waters and Okhotsk Sea Intermediate Water (OSIW). Below the OSIW, an oxygen minimum zone (OMZ) exists in the Okhotsk Sea as a result of high primary productivity and ventilation controlled by of the outflow of a young, cold and well-oxygenated OSIW and inflow of an old, warm and low-oxygenated Pacific Deep Water (PDW) from the North Pacific. Variations in the paleoceanographic conditions in the Okhotsk Sea during prominent interglacials of the Quaternary time remain poorly investigated but such paleoreconstructions are valuable for understanding of global climate changes [1,2].

We studied the benthic foraminiferal compositions, stable oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) contents for benthic foraminifers *Uvigerina auferiana* and *Uvigerina akitaensis*, abundances of ice rafted debris (IRD) and biogeochemical parameters in the distinct section of core MD01-2415 covering from 140 to 101 ka. The aims of this study are: 1) to reconstruct changes in sea ice cover, productivity, water masses and OMZ intensity from onset to decline of the Last Interglacial (LIG), and 2) to evaluate the role of climate in the regional paleoceanographic changes.

A 46.23 m-long IMAGES core MD01-2415 was recovered from the northern slope of the Okhotsk Sea at 822 m water depth during the WEPAMA cruise of RV *Marion Dufresne* in 2001 [1]. In total, 95 samples were taken at 1 to 5 cm spacing from 700 to 900 cm of core MD01-2415 depth representing a time period from 140 to 101 ka [1]. The samples were washed over 63 μm mesh-screen.

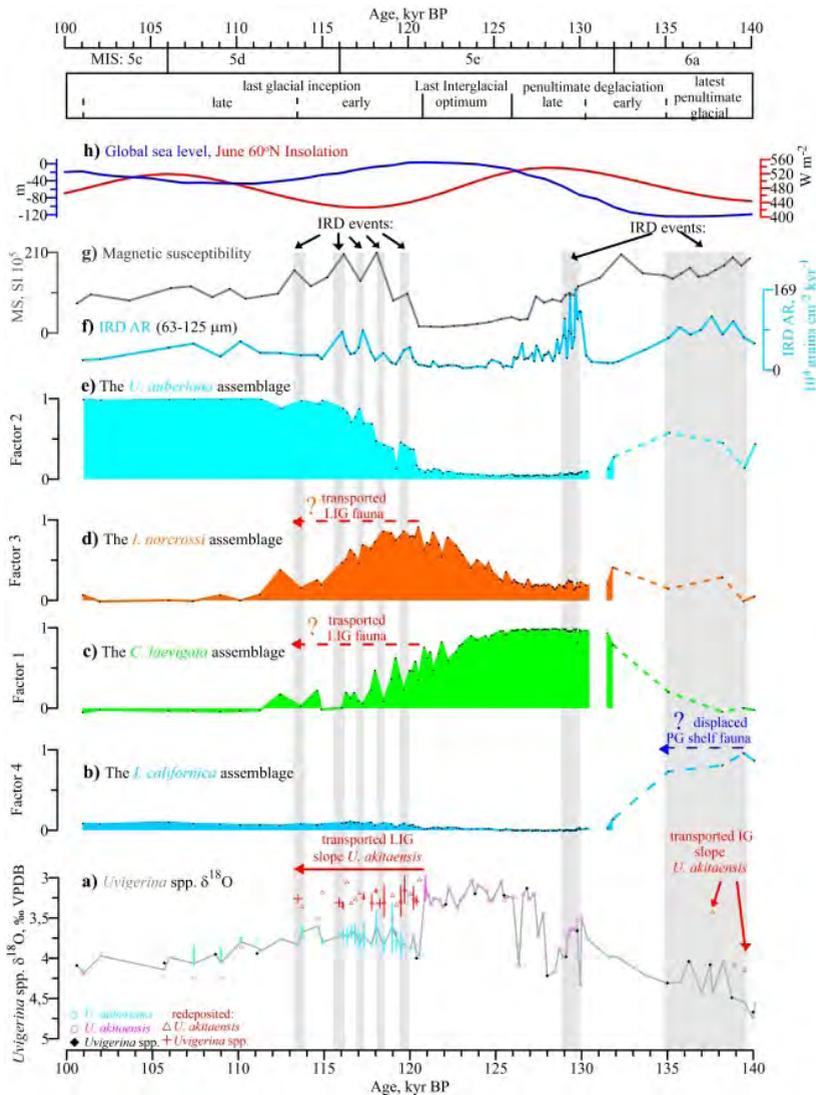


Figure 1. Proxy-records of core MD01-2415 from 140 to 101 kyr BP: a) *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ (‰), b-e) Benthic assemblages (factors 1-4), distinguished with factor analysis, f) Accumulation rates of ice rafted debris (IRD AR, $10^4 \text{ cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) in the 63-125 μm fraction, g) Sedimentary magnetic susceptibility (MS, SI 10^5). The reference records are: h) Global sea level [6] and June 60°N insolation [5]. Dashed lines represent the factor loadings derived from averaged species percentages. MIS: marine isotope stage.

Benthic foraminifera were counted in the >125 μm fraction and IRD were quantified in the >2000 μm , 125-2000 μm and 63-125 μm fractions of the washed samples. Total organic carbon (TOC, wt.%), CaCO_3 (wt.%) and biogenic opal (Opal, wt.%) contents in sediments were determined to detail previous data in core MD01-2415 [1]. The accumulation rates (ARs) of benthic foraminifera (BFARs, specimens $\text{cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$), IRD (IRD ARs, grains $\text{cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$) as well as TOC, CaCO_3 and Opal (#ARs, gram $\text{cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$) were estimated by using the linear sedimentation rate (cm kyr^{-1}) and dry bulk density (g cm^{-3}). For the $\delta^{18}\text{O}$ analysis specimens of *U. auberiana* and *U. akitaensis* were picked from the 250-355 μm fraction. The $\delta^{18}\text{O}$ measurements were performed on a Finnigan MAT 253 mass spectrometer with an automatic Kiel carbonate preparation line at GEOMAR, Kiel, Germany. In total, 82 samples were measured and 63 (74) $\delta^{18}\text{O}$ analyses for *U. auberiana* (*U. akitaensis*) in core MD01-2415 were obtained. To study the interspecies $\delta^{18}\text{O}$ variability, we could perform the coupled $\delta^{18}\text{O}$ analyses for the fossil *U. auberiana*/*U. akitaensis*_{coupled} on 27 samples of core MD01-2415 and for the live (Rose Bengal stained) *U. auberiana* and *U. akitaensis* on 3 core top samples of multicore (MUC) station LV29-94 [3].

In core MD01-2415, the total range of the $\delta^{18}\text{O}$ values is between 3.02 and 4.33‰ for *U. akitaensis* and between 3.41 and 4.84‰ for *U. auberiana* (Fig. 1a). It indicates *U. akitaensis* as predominantly interglacial species and *U. auberiana* as – glacial one. The coupled $\delta^{18}\text{O}$ analyses for *U. auberiana*/*U. akitaensis*_{coupled} in core MD01-2415 fall into two groups: with small 0.10‰ and large 0.36‰ mean interspecies $\delta^{18}\text{O}$ differences. The observed and calculated mean $\delta^{18}\text{O}$ differences between the live *U. auberiana* and *U. akitaensis* account for 0.05‰ at MUC station LV29-94 and 0.19‰ at 15 MUC stations [4], respectively. We suppose that the coupled $\delta^{18}\text{O}$ analyses with the large differences between *U. auberiana* and *U. akitaensis* representing the latest penultimate glacial (PG) and early last glacial inception (LGI) document the downslope transport of the interglacial *U. akitaensis* in these glacial intervals (Fig. 1a). Our results suggest that the coupled $\delta^{18}\text{O}$ measurements for *U. auberiana* and *U. akitaensis* may serve as a useful indicator for the recognition of the intervals of the redeposition during the regional paleoreconstructions.

To improve the age model from 140 to 101 ka of core MD01-2415 we generated a composite *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ record by using new analyses for *U. auberiana* and *U. akitaensis* and previous analyses on *Uvigerina* spp. [1] and excepting measurements performed on the redeposited *U. akitaensis* (*Uvigerina* spp.) (Fig. 1a). The new stratigraphy is based on the correlation of the composite *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ record with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack of LR04 [4].

Basing on IRD ARs, sedimentary magnetic susceptibility (MS) and other proxy-records of core MD01-2415, we recognized several intervals of the active ice rafting referred to as the IRD events: the latest PG, onset of the late

penultimate deglaciation (PD, 130.3 to 129 ka) and early LGI with a series of maxima (Fig. 1f,g). According to the ARs of BF, TOC, CaCO₃ and Opal, surface and export productivity was relatively high during the late PD – LIG optimum and low during the latest PG - early PD and LGI. Highest TOC ARs and CaCO₃ ARs indicate maximal surface carbonate production and export productivity between 130.3 to 126 ka, whereas highest Opal ARs point to maximal surface biogenic opal production and moderately – high export productivity between 123 to 120.5 ka.

Eleven benthic foraminiferal species are dominant (with >10% in a sample) from 140 to 101 ka of core MD01-2415. Q-mode factor analysis of the faunal percentage data distinguishes four benthic assemblages (Fig. 1b-e). The *Islandiella californica* assemblage (Factor 4) prevails during the latest PG (Fig. 1b). The *I. californica* assemblage indicates low and pulsed OM flux, enhanced production of cold well-oxygenated OSIW and disappeared OMZ. Because of the findings of the redeposited interglacial *U. akitaensis* during the latest PG (Fig. 1b), we suppose that some species of the *I. californica* assemblage could have been at least partly displaced from the northern shelves to the low slope via the active ice rafting and intensified downslope currents during that time.

The *Cassidulina laevigata* assemblage (Factor 1 reaches a maximum during the late PD – LIG optimum (130.3 to 123 ka) (Fig. 1c). The *C. laevigata* assemblage reflects seasonally high OM flux and establishing of moderately O₂-depleted OMZ. The *C. laevigata* assemblage also points to inflow of warmest and moderately O₂-depleted PDW into the Okhotsk Sea that fostered development of the OMZ. Basing on the taxonomical, stratigraphical and paleoecological differentiation of *C. laevigata* performed in this study with the data of core MD01-2415 and our previous cores, we suppose that *C. laevigata* succeeded in the Okhotsk Sea during the late PD – LIG optimum only at least over the Late Quaternary time suggesting unique conditions during that interglacial period. The extended distribution of the *C. laevigata* assemblage during the early LGI (Fig. 1c) is likely a result of the downslope transport evidenced from the presence of the redeposited *U. akitaensis*.

The *Islandiella norcrossi* assemblage (Factor 3) dominates from 123 to 116 ka (Fig. 1d). The increase of the *I. norcrossi* assemblage from 123 to 120.9 indicates more seasonal and slightly decreased OM flux and weaker OMZ as compared with the late PD – LIG optimum. We relate the extended distribution of the *C. I. norcrossi* assemblage during the early LGI (Fig. 1d) with the downslope transport.

The *Uvigerina auberiana* assemblage (Factor 2) dominates almost throughout the LGI (Fig. 1e). The exception is a time period from 120.9 to 116 ka, where the *U. auberiana* assemblage is replaced by the *C. laevigata* and *I. norcrossi* assemblages transported downslope because of the renewal of the active sea ice rafting and intensification of the bottom currents since the LGI (Fig. 1e-g). The *U. auberiana* assemblages during the LGI indicates return to the full glacial conditions, characterized by low and pulsed OM flux enhanced production of cold well-oxygenated OSIW and disappeared OMZ.

The described variations in the benthic assemblages and other proxy-records of core MD01-2415 suggest that the environmental changes in the Okhotsk Sea around the LIG had been regulated by the orbitally forced variations in the high-latitude insolation (Fig. 1h) [5]. Minimal insolation during the late PG and early LIG [5] controlled expanded seasonal ice cover and active ice rafting that caused low productivity, enhanced production of cold well-oxygenated OSIW and disappeared OMZ. Maximum in insolation from 130.3 to 123 kyr BP [5] determined the largest retreat of the seasonal sea ice cover and warming in the Okhotsk Sea that promoted the largest carbonaceous and large siliceous phytoplankton blooms. Climate warming also forced northward expansion of the tropical Western Pacific waters and inflow of the warmest and moderately O₂-depleted PDW into the Okhotsk Sea that fostered establishing of the OMZ.

This study is a contribution to the theme No. 0149-2019-0007 at Shirshov Institute of Oceanology.

REFERENCES

1. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011.
2. Bubenshchikova N., Nürnberg D., Tiedemann R. Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1 // *Mar. Micropaleontol.* 2015. V. 121. P. 52–69.
3. Bubenshchikova N., Nürnberg D., Schönfeld J., Pavlova G. Variations in intermediate water properties in the Okhotsk Sea around Last Interglacial based on Mg/Ca ratios and stable isotopes of benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. // International Conference FORAMS 2018, Edinburg, 17-24 June.
4. Lisiecki L.E., Raymo M. Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ¹⁸O records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA1003.
5. Laskar J., Robutel P., Joutel F. et al. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *A&A*. 2004. V. 428. P. 261–285.
6. Spratt R.M., Lisiecki L.E. A late Pleistocene sea level stack // *Climate of the Past*. 2016. V. 12(4). P. 1079–1092.

В колонке MD01-2415 изучены состав комплексов бентосных фораминифер, геохимические и седиментологические данные и реконструированы палеоокеанологические изменения в Охотском море от 140 до 101 тыс. лет назад. Установлено, что четыре комплекса бентосных фораминифер, выделенных при помощи факторного анализа, и другие индикаторы отражают изменения палеоокеанологических условий в Охотском море в течение Последнего Межледникового в соответствии с вариациями солнечной инсоляции в северных высоких широтах.

**Bubenshchikova N.¹, Ponomareva V.², Portnyagin M.^{3,4},
Nürnberg D.³, Lembke-Jene L.⁵, Tiedemann R.⁵**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, e-mail: bubenshchikova.nv@ocean.ru; ²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Germany; ⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia; ⁵Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Tephra layers in Quaternary sediments of the Minnetonka and Jimmy Seamounts (North Pacific): new data from cores of the SO264 cruise “Sonne Emperor”

**Бубенщикова Н.¹, Пономарева В.², Портнягин М.^{3,4},
Нюрнберг Д.³, Лембке-Ейне Л.⁵, Тидеманн Р.⁵**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: bubenshchikova.nv@ocean.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; ³ГЕОМАР Гельмгольц центр океанологических исследований Киль, Германия; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Moscow; ⁵Институт Альфреда Вегенера Гельмгольц центр полярных и морских исследований, Бремерхафен, Германия)

Тефра в четвертичных осадках подводных гор Миннетонка и Джимму (Северная Пацифика): новые данные из колонок рейса SO264 “Sonne Emperor”

Key words: tephra, Quaternary, Emperor Seamount Chain, North Pacific

Forty nine tephra layers identified during onboard sediment descriptions of five SO264 cores from the Minnetonka and Jimmu Seamounts were studied for geochemical composition of volcanic glasses with the help of electron microprobe analysis. The wide-distributed 421.2±6.6 ka Pauzhetka tephra detected in each of the five cores as well as other 8 tephra layers found in two to four cores provide isochrones for establishing of the preliminary stratigraphy and correlation of the studied sediments.

Tephrochronology is a powerful tool for correlation and dating of various paleoenvironmental archives [1]. During a large explosive eruption, ash is transported by wind and surface ocean currents, and deposited on the sea floor providing an excellent regional isochrone, which may help to correlate and date marine sediment cores. An approach for correlation of tephra layers between different sites relies on major and trace element composition of volcanic glass, which represents the melt rapidly quenched upon eruption [2].

The North Pacific realm hosts highly explosive volcanic arcs composing the northern part of the Pacific Ring of Fire (Fig. 1). Detailed tephrochronological frameworks, where a number of the tephra layers have been geochemically characterized and dated, already exist for the Okhotsk Sea and Sea of Japan

sediments [3, 4]. First geochemical and age data on tephras preserved in the North West Pacific sediments was published in 1995 [5] and is being continuously updated [6, 7]. Despite of this progress, the tephrostratigraphy of the North Pacific pelagic sediments, including the sediments of the Emperor Seamount Chain, remains poorly investigated, and high potential of tephras for the regional stratigraphy has not been exploited so far.

To further extend the North Pacific tephrochronological framework, we provide here the initial results of our research on the tephra layers interbedded in the sediments of five cores obtained during the “Sonne-Emperor” SO264 cruise from the Minnetonka and Jimmu Seamounts (Fig. 1) [8]. The objectives of our study are: (1) to study geochemical composition of volcanic glasses from the tephras detected in the cores; (2) to establish a preliminary stratigraphy of the sediments; (3) to correlate the cores by using the tephra layers as isochrones.

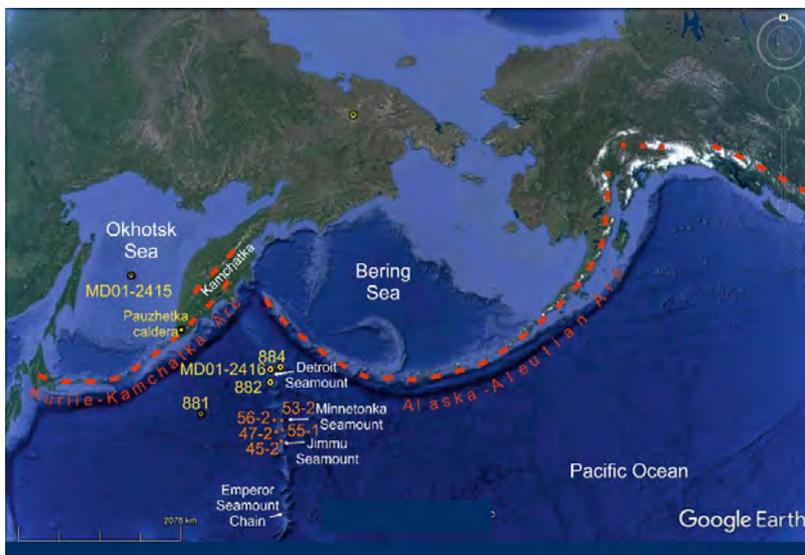


Figure. Map, showing locations of the studied sediment cores SO264: 45-2, 47-2, 53-2, 55-1 and 56-2 from the Minnetonka and Jimmu Seamounts and referential ODP 145 Sites 881, 882 and 884 and IMAGES cores MD01-2415 and MD01-2416 from the North West Pacific and Okhotsk Sea. Red dashed line outlines the Kurile-Kamchatka and Alaska-Aleutian volcanic arcs.

The RV Sonne “Sonne-Emperor” SO264 cruise held during June-August 2018 recovered high-quality sediment cores from a transect along the Emperor Seamount Chain from ~30°N to ~50°N from the so far largely unexplored pelagic regions

of the North Pacific [8]. We focus here on the five cores SO264-45-2, SO264-47-2, SO264-53-2, SO264-55-1, and SO264-56-2, which retrieved sediments from the Minnetonka and Jimmu Seamount area located between $\sim 46^{\circ}\text{N}$ and 48°N and $\sim 170^{\circ}\text{E}$ and 168°E (Fig. 1). According to the preliminary estimates based on the high-resolution core logging data (e.g., reflectance, magnetic susceptibility) and line scan imaging of sediments performed during the cruise [8], the 16.11 m-long core SO264-55-1 shows the highest linear sedimentation rates (LSRs) and represents late Quaternary. The 6.97 m long core SO264-47-2 and 12.66 m-long core SO264-56-2 have the intermediate LSRs and record the mid to late Quaternary interval while the 8.35 m-long core SO264-45-2 and 8.63 m long-core SO264-53-2 show the lowest LSRs and document Quaternary and probably uppermost Pliocene times.

In total, 49 tephra layers of varying thickness ranging from 1 to 10 cm, were identified and sampled in cores SO264-45-2, SO264-47-2, SO264-53-2, SO264-55-1, and SO264-56-2 during the cruise [8]. The on board identification of the tephra layers was based on visual inspection of the sediments (color, texture/structures, contacts and bioturbation) and washed samples ($>63\ \mu\text{m}$ fraction) under the binocular microscope [8].

All tephra layers were analysed for geochemical composition of volcanic glass with the help of electron microprobe at GEOMAR (Kiel, Germany) according to the protocol described earlier in [9]. The identification of the source eruptions and ages of the studied tephra layers was attempted by comparison of their geochemical composition with the database of glass compositions from the proximal Kurile-Kamchatka tephra (Portnyagin et al. unpublished data) as well as with the data on Japanese tephra layers [e.g., 10]. For the comparison, we also used our first results on the geochemical compositions and dates of the tephra layers recorded in the Pliocene-Quaternary sediments of the ODP Leg 145 Sites 881, 882 and 884 and IMAGES core MD01-2416 from the North West Pacific (mostly from the Detroit Seamount) (Fig. 1) [6, 7, 11].

In the studied SO264 cores from the Minnetonka and Jimmu Seamounts, we could identify nine tephra layers (numbered here I to IX), which can be correlated between at least two and up to five cores.

The well-known 421.2 ± 6.6 ka Pauzhetka tephra, numbered here as IV, was found in all five studied cores. The Pauzhetka tephra originated from the Pauzhetka caldera-forming eruption (South Kamchatka) and was previously found in Sites 881, 882, 884 and core MD01-2416 from the North West Pacific as well as in core MD01-2415 from the Okhotsk Sea (Fig. 1) [7]. The Pauzhetka tephra was suggested as a regional marker for the Termination V [7] that is in good agreement with the lithology and logging data of all five SO264 cores under study. In core SO264-55-1, the identification of the 421.2 ka Pauzhetka tephra near the core bottom and finding of the other well-known ~ 177 ka Rauchua tephra [6] in the

upper part of the core along with a good correlation between the core reflectance record and benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack of LR04 [8] allowed us to establish the preliminary core stratigraphy covering marine isotope stages 12 to 1 (~450 ka). Using the stratigraphy of core SO264-55-1, we could date three earlier unknown tephras found in the upper part of this core as ~156, ~246 and ~317 ka and numbered as I, II and III, respectively. Besides core SO264-55-1, the 156 ka tephra I was detected in three other cores and the ~246 ka tephra II and ~317 ka tephra III were identified in two other cores under study.

The other prominent ~534 and ~857 ka tephras, which have been described in the sediments of core MD01-2416 from the Detroit Seamount [11], were found in core SO264-47-2 and numbered here as VI and VIII, respectively. In core SO264-47-2, the identification of the ~534 tephra VI and ~857 ka tephra VIII in the lower part of the core along with a good correlation between the core reflectance record and benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack of LR04 [12] provided us with an opportunity to construct the preliminary age model covering marine isotope stages 26 to 1 (~1 million years). Basing on the age model for SO264-47-2, we could date in the lower part of the core the following three earlier unknown tephra layers as ~430, ~630 ~960 ka and number them as V, VII and XI, respectively. Based on the age model of core SO264-47-2, we preliminary estimated the age of the recovered sediments in cores SO264-56-2 as ~900 ka and in cores SO264-45-2 and SO264-53-2 as more than 1 million years.

Thus, the initial results of our study allowed us to establish the preliminary stratigraphy and correlation of five SO264 cores by using the tephra layers I to IX as the isochrones. The second stage of our research will be aimed at $\delta^{18}\text{O}$ analysis on benthic foraminifers to establish the oxygen isotope stratigraphy of the studied sediments. It will allow us to obtain a detailed tephrochronological framework for the Minnetonka and Jimmu Seamounts sediments.

This study was supported by the Russian Science Foundation grant №16-17-10035.

REFERENCES

1. Lowe D.J. Tephrochronology and its application: a review // *Quat. Geochronol.* 2011. V. 6(2). P. 107–153.
2. Ponomareva V., Portnyagin M., Davies S. Tephra without borders: Far-reaching clues into past explosive eruptions // *Frontiers in Earth Science/ Volcanology.* 2015. V. 3. P. 83.
3. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al. Tephra layers in the Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk: Distribution, composition, age and volcanic sources // *Quat. Int.* 2016. V. 425. P. 248–272.
4. Sagawa T., Nagahashi Y., Satoguchi Y., et al. Integrated tephrostratigraphy and

stable isotope stratigraphy in the Japan Sea and East China Sea using IODP Sites U1426, U1427, and U1429, Expedition 346 Asian Monsoon // Progress in Earth and Planetary Science. 2018. V. 5. P. 18.

5. Cao L.Q., Arculus R.J., McKelvey B.C. Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from Sites 881 through 884: a temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // Rea et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results. 1995. V. 145. Ocean Drilling Program, College Station, TX, P. 345–381.
6. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Nürnberg, D. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: a middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40 (14). P. 3538–3543.
7. Ponomareva V., Bubenshchikova N., Portnyagin M. et al. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2018. V. 366. P. 1–12.
8. Cruise Report SO264 SONNE-EMPEROR, Suva (Fiji) – Yokohama (Japan), 30 June – 24 August 2018 // In: Nürnberg, D. (Ed.) GEOMAR Report. 2018. 46.
9. Ponomareva V., Portnyagin M., Pendea F., et al. A full Holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: applications from Kamchatka to North America // Quat. Sci. Rev. 2017. V. 168. P. 101–122. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.04.031
10. Albert P.G., Smith V.C., Suzuki T., et al. Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core) // Quat. Geochronol. 2019. V. 52. P. 103–131.
11. Zelenin E., Ponomareva V.V., Bubenshchikova N. et al. A Bayesian age-depth modelling of a full Pliocene-Quaternary tephrochronological framework for the Northwest Pacific Deep Sea cores // Crossing New Frontiers - INTAV International Field Conference on Tephrochronology “Tephra Hunt in Transylvania”, 27–30 June, 2018, Romania.
12. Lisiecki L.E., Raymo M.A. Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records // Paleoclimatology. 2005. V. 20. PA1003.

Сорок девять прословьев тephры, обнаруженных при описании в рейсе SO264 осадков пяти колонок с подводных гор Миннетонка и Джимму, были изучены с точки зрения геохимического состава вулканических стекол при помощи электронного микронзонда. Тephра Паужетка с возрастом 421.2 ± 6.6 тыс. лет назад, обнаруженная в каждой из 5 колонок, а также другие 8 тephр, определённые в 2–4 колонках, стали основой для предварительной стратиграфии и корреляции изученных осадков.

Popova E.A.¹, Stein R.², Krylov A.A.¹

(¹Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, e-mail: 4elenapopova@gmail.com; ²Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhafen, Germany)

Reconstruction of Late Quaternary paleo-current activity on southern Lomonosov Ridge (Arctic Ocean) and its paleoenvironmental significance

Keywords: sediments, paleoceanology, paleo-current, grain-size, Arctic Ocean

The work reconstructs strength of paleo-currents activity in a channel on the Southern Lomonosov Ridge near Siberian shelf of the Arctic Ocean from the end of MIS 7 to MIS 1 according to preliminary age model. Detailed grain-size analysis of sediment samples from three gravity cores was performed so that “sortable silt mean grain size approach” could be applied as the main proxy for the water flow strength.

As polar areas play an important role in the global climate system and related water mass circulation patterns, there is a need to closely study recent and past changes in the Arctic Ocean circulation characteristics. Despite this importance, the number of studies on paleo-currents is still scarce, mainly due to the remoteness of this area [e.g., 1, 4, 5]. The present study reconstructs the strength of paleo-current activity in a channel on the Southern Lomonosov Ridge (Fig.1) near Siberian shelf of the Arctic Ocean and connects these data with the paleoenvironmental history.

The material was gained during Polarstern Expedition 115/2 during September-October in 2018 [9]. Three gravity cores about 4 to 6 m length (Fig. 2) were used together with surface sediments from box-corers in order to acquire a continuous record for the profile of the channel system at about 1700 m depth. Echo-sounding PARASOUND data (Fig. 2) [8] were studied as well to complement the data obtained from the sedimentary records.

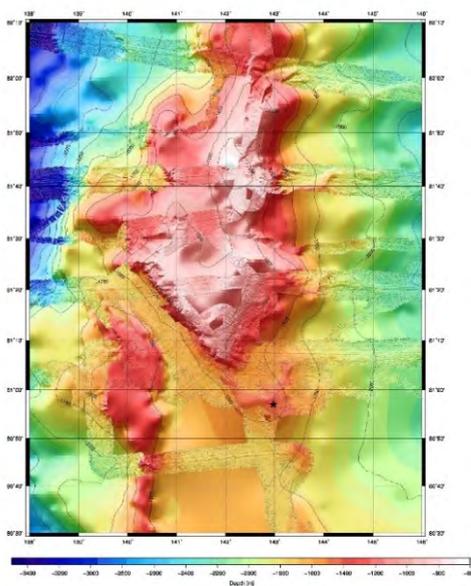


Figure 1. Bathymetry chart of the area [9]. Black dot indicates position of the cores

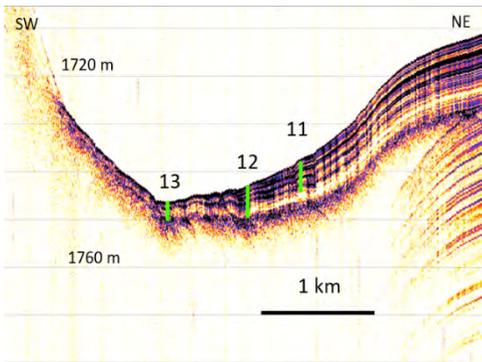


Figure 2. PARASOUND profile across the channel [8], and locations of cores 11, 12 and 13.

The “sortable silt (10-63 μm) mean grain size approach” [6] was applied as a main proxy for paleo-current activity. The basic principle of this approach is that ocean currents cannot transport sand fraction (63 μm - 2 mm), while particles finer than 10 μm form aggregates, and their primary size is not present. Thus, these fractions are excluded in this approach; mean grain size of the fraction 10-63 μm (SS mean) is considered to be directly proportional to the currents strength. In order to get accurate

results on the distribution of the silt fraction, grainsize was measured using a SediGraph III Plus; sand fraction content was determined by sieving.

All three cores were mainly composed of fine (clayey silt and silty clay) sediments, although numerous coarser layers with strong sand presence were revealed.

Preliminary age model [9] indicated that the material has been accumulating from the end of MIS 7 to present time. A hiatus was observed in Core 13 from the middle of the MIS 5 to MIS 1, supposedly due to the extremely high energy of the flow there. Sedimentation rate increases from bottom of the channel (Core 13) to the top (Core 11). Also, all cores experienced a slowdown in accumulation after about 80 ky, the end of MIS 5.

Sortable silt mean size experienced significant fluctuations during the whole period (Fig. 3) indicating slightly higher speeds during interglacials and terminations followed by decreases during cold (glacial) periods.

Current speed proxy, together with echo-sounding and bathymetry data as well as the age model, allowed to reconstruct changes in strength of the flow in three levels at the bottom of

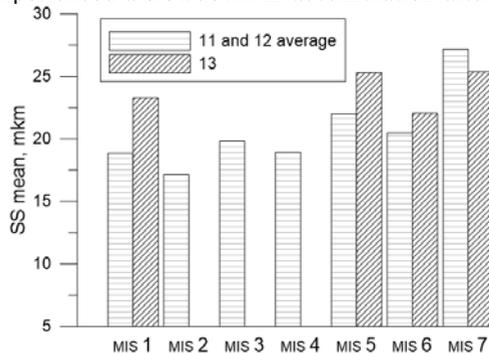


Figure 3. Bar-chart of sortable silt mean averaged for cores 11 and 12 and in Core 13. Arrows indicate major changes between MIS.

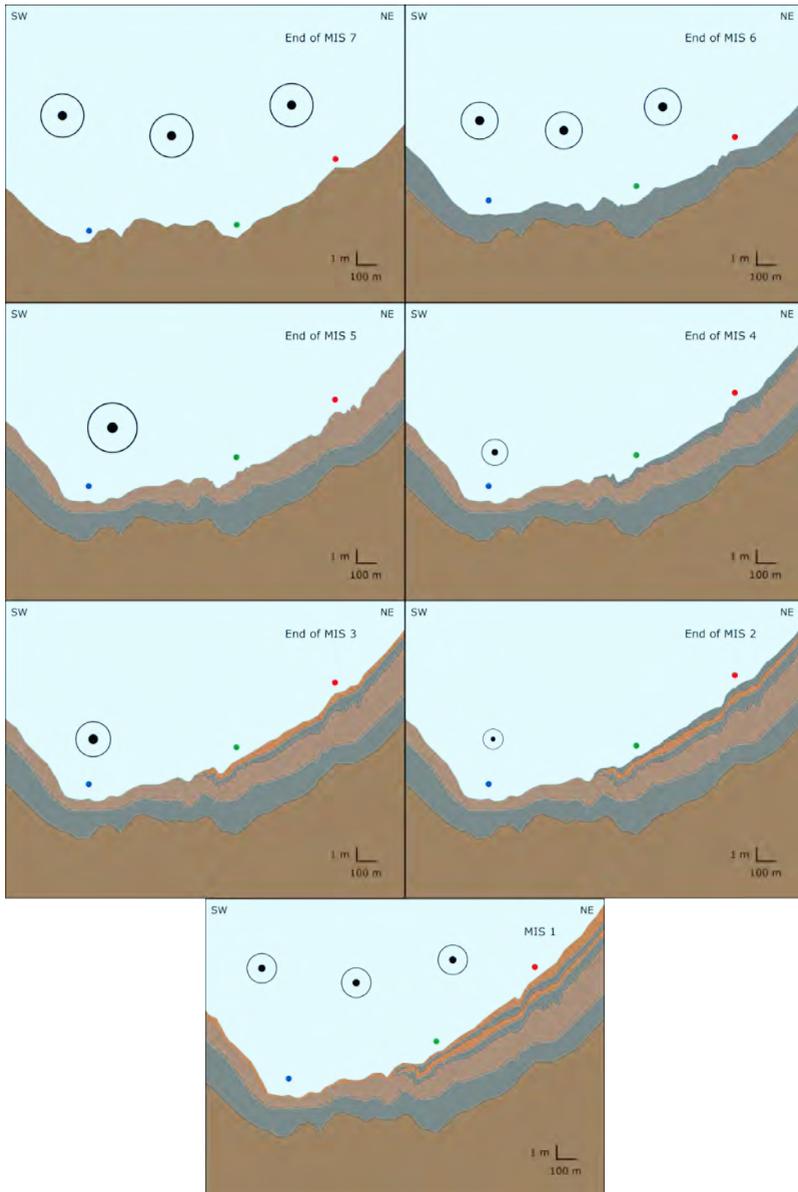


Figure 4. Evolution of the morphology and sedimentation of channel, position and strength of the current during the end of MIS 7 – present time. The dots indicate position of the cores: red – 11, green – 12, blue – 13. Circles with dots show the currents' direction and strength.

the channel (Fig. 4). Thus, both lateral and vertical migration of the position of the current was revealed. During MIS 7 and MIS 6, the current was probably strong but relatively high above the bottom, leading to a uniform deposition. After that, it started to deepen and move to the south-west, narrowing down the moat and enhancing deposition at the flank during the following stages (MIS 5 to 2?). During MIS 1, the “wide-flow” mode established again, covering the site with sediments equally.

Fluctuations in the currents strength are considered to be related to the Atlantic Water inflows, which in turn depended on the climatic conditions. The Arctic Ocean is an enclosed basin, so it depends strongly on Atlantic Water input [10] which in turn depends on climate. Another component of the Arctic Water is water going from the continents. There is a substantial production of dense brines, formed through salt rejection during sea-ice formation in polynyas of the Eurasian shelf region, where a great part of river discharge happens [7]. Considering the geology (basalts of Putorana Plateau), these waters are rich with radiogenic Nd, which is used as a brines tracer [3]. During glacial periods active formation of cold brines inhibits stratification and prevents penetration of saline Atlantic Intermediate Water to the East. Moreover, this water mass forms closer to the South when it is cold [2]. During interglacials the situation is the opposite: warmer climate leads to active Atlantic Water input, enhancing the water flow.

Thus, this study allows to consider that the channel has been a pathway for water mass transport from the Amundsen Basin into the Makarov Basin across the Lomonosov Ridge.

***Acknowledgements.** We would like to thank German Federal Ministry of Education and Research and Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research. We also thank captain and crew of RV Polarstern together with scientific group onboard for the assistance with the fieldwork, and Dr. Frank Niessen (AWI) for providing the echo-sounding and physical properties data.*

REFERENCES

1. Andrews J.T. Unravelling sediment transport along glaciated margins (the northwestern Nordic Seas) using quantitative X-ray diffraction of bulk (< 2 mm) sediment // Bhuiyan, A.F. (Ed.), *Sediment Transport*. InTech. 2011. P. 225–248.
2. Ganopolski A., Rahmstorf S., Petoukhov V., Claussen M. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity // *Nature*. 1998. V. 391. P. 351–356.
3. Haley B.A., Frank M., Spielhagen R.F., Eisenhauer A. Influence of brine formation on Arctic Ocean circulation over the past 15 million years // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1(1). P. 68–72.

4. Hoffmann S.S., Dalsing R.E., Murphy S.C. Sortable silt records of intermediate-depth circulation and sedimentation in the Southwest Labrador Sea since the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2019. V. 206. P. 99–110.
5. Lantzsch H., Hanebuth T.J.J., Horry J. et al. Deglacial to Holocene history of ice-sheet retreat and bottom current strength on the western Barents Sea shelf // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 173. P. 40–57.
6. McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G. Sortable Silt and Fine Sediment Size/Composition Slicing: Parameters for Palaeocurrent Speed and Palaeoceanography // *Paleoceanography*. 1995. V. 10(3). P. 593–610.
7. Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. P. 3390.
8. Stein R. (Ed.). The Expedition PS87 of the Research Vessel POLARSTERN to the Arctic Ocean in 2014 // *Reports on Polar and Marine Research*, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2015. V. 688. P. 273.
9. Stein R. (Ed.), The Expedition PS115/2 of the Research Vessel POLARSTERN to the Arctic Ocean in 2018 // *Reports on Polar and Marine Research*, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, V. 728. 2019. P. 249.
10. Swift J.H., Koltermann K.P. The origin of Norwegian Sea deep water // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. V. 93 (C4). P. 3563–3569.

Sokolov S.Yu.¹, Geissler W.H.², Abramova A.S.¹

(¹Geological institute RAS, Moscow, e-mail: sysokolov@yandex.ru; ²Alfred Wegener Institute for Polar and Marine research, Bremerhaven)

Flat spots in the Nansen Basin related to ultraslow spreading and serpentinitization processes

Соколов С.Ю.¹, Гейсслер В.Х.², Абрамова А.С.¹

(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: sysokolov@yandex.ru; ²Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхавен, Германия)

Плоские пятна в котловине Нансена, связанные с ультрамедленным спредингом и серпентинизацией

Keywords: flat spot, serpentinitization, methane, Eurasia basin

Spatial distribution of detected on seismic data “gas deposit” type anomalies (or “flat spot”) in the Nansen basin shows that they are located over areas of the basement with the exhumed upper mantle rocks that were affected by the processes of serpentinitization, which reduce the level of gravity Bouguer anomalies, increase the level of the anomalous magnetic field and form a gas (hydrogen turning into methane in the interaction with CO₂ dissolved in water), which forms accumulations available for detection by seismic survey. Most of these anomalies are located in the band between the isochrons C20 (~43 MA) and C12 (~33 MA). The end of this time interval corresponds to the early opening of the Fram strait and the end of the tectonic restructuring of the area, in which ultraslow spreading occurred, which led to the exhumation of the upper mantle through the fault system. The depth of the anomalies tops under the seafloor has a substantially constant value of 490±100 ms with variation of sediment thickness beneath the flat spots from 378 to 1562 ms. Comparison of anomalies morphometric parameters with geophysical potential fields shows that with the development of serpentinitization processes, the gas yield increases and the leveling of the basement highs occurs.

Since the early 2000’s, the Nansen Basin was surveyed by seismic studies of Alfred Wegener Institute (AWI, Germany) with 300 m long streamer and Russia with 4500 m streamer. Fig.1 shows the positions of AWI 2001 and Russian Federal seismic profiles 2011 in the Nansen Basin. These data are used in the study and are located between the shelf edge and the ultraslow spreading Gakkel Ridge. Sedimentary and basement structure as well as main seismic discontinuities are presented in [1–5].

Seismic sections used in the work contain numerous manifestations of “flat spot” anomalies, also called anomalies of the “gas deposit” type (fig.2). Seismic anomalies of this type, as a rule, are found in sufficiently thick sedimentary prisms with proven oil and gas potential in the presence of a fractured trap, under which the bulk of the fluids is accumulated, and part of it seeps into the upper part of the sedimentary section. The most volatile part of them are seeping up along faults and forms accumulation that meets the seismic record pattern (fig.2) with local fluid trap near the surface.

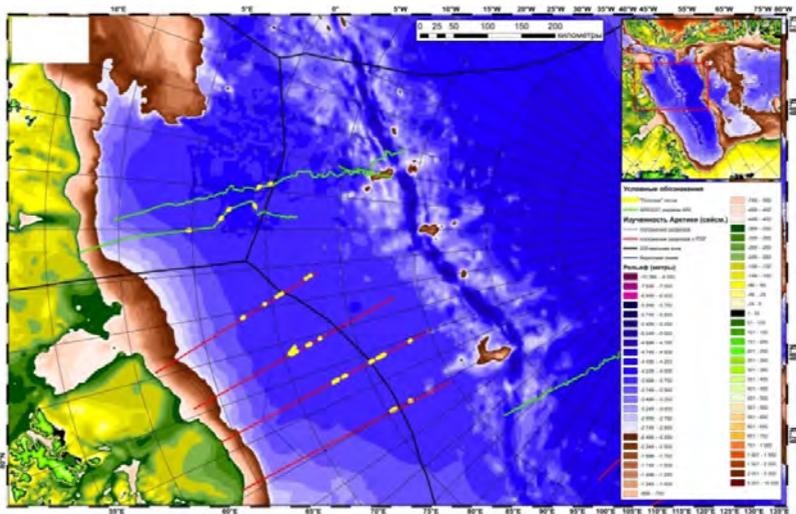


Figure 1. Locations of seismic sections Arctic-2011 (red lines) and AWI-2001 (green lines) in the Nansen Basin, the current 200-mile zone and the distribution of anomalies of “flat spot” type (yellow points) obtained by interpretation of used data. Inset map: general location of map limits in the Arctic area.

The thickness of sedimentary cover in the area of anomalies above the highs of basement ranges from 1.5 to 2 km. Average temperature gradient in the basin of $\sim 40^\circ/\text{km}$ mean, that the bottoms of the section is not in the temperature range of catagenesis. The origin of the detected free gas accumulations remains open. Spatial configuration of anomalous reflectors in the region (fig. 2) from a visual analysis of the wave field makes clear, that they are linked to the protrusions of acoustic basement and a small vertical dislocation of sediments over them. This points to the crystalline part of the crust as a source of gas. A possible cause of fluid formation is considered serpentinization of upper mantle rocks, which in the slow-spreading segments of mid-ocean ridges often form basements outcrops. According to [6, 7] serpentinization of ultramafic rocks, occurring at temperatures below 400° , in the presence of water and dissolved CO_2 , is accompanied by the release of hydrogen and in interaction with CO_2 forms methane. The presence of serpentinites under the lower crust and exhumed directly under the bottom of the Nansen basin sedimentary cover was proved in [5]. In view of the above, the study of the spatial distribution of the detected “flat spot” anomalies, their characteristics and tectonic setting was made.

Interpretation results of identified anomalies are shown on the map (Fig.3). Understanding of the anomalies’ genesis and their place in the causal chain, could

be figured from comparative analysis of morphometric parameters (see Fig.2) and the values of geophysical fields, the interpretation of which has a geodynamic and structural meaning. Anomalies distribution is more or less densely concentrated in the wide band between the magnetic anomalies C20 (~43 MA), and 12 (~33 MA). This focus of ages of basement highs in the second half of the Eocene on which the manifested anomalies of the sedimentary cover were detected, specifies the direction to search for global tectonic causes for formation of detected regional peculiarities of basement and sedimentary cover structural complexes. Anomalies are not found in areas where sediment thickness exceeds 3 km.

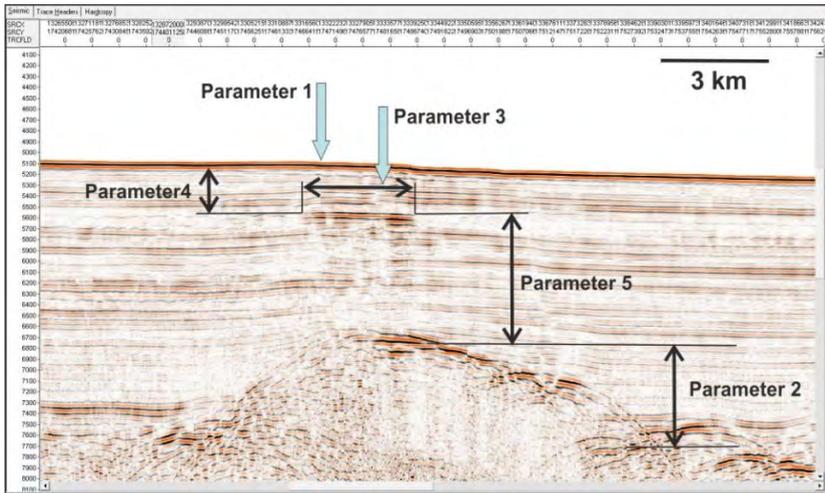


Figure 2. Fragment of the ARCTIC 2011-03 profile containing the anomaly record associated with accumulation of free gas under the local fluid trap (“flat spot” or “gas deposit” anomaly) above the high of acoustic basement. Parameters from 1 to 5 mean the following: 1 – bottom depth in the area of anomaly (m), 2 – excess of the differential of basement above average level (ms) 3 – width of the spot (m), 4 – sediments thickness above the spot (ms), 5 – thickness of sediments between the spot and basement (ms).

An additional conclusion could be made about their link to basement structures, which are exhumed during ultra-slow spreading upper mantle blocks [5] in the above time interval. Its end corresponds to the time of opening of the Fram Strait [10], when there was a separation of Greenland from the Svalbard plate, after which similar structures within the Nansen basin were not formed. Apparently, the period of hyper extension arose in the absence of movement freedom for some parts of the Eurasian basin plate, which ended with the acquisition of the final autonomy of the continental plates. A modern complex of seismic data anomalies generated by gas accumulation has formed over the areas from the exhumed mantle.

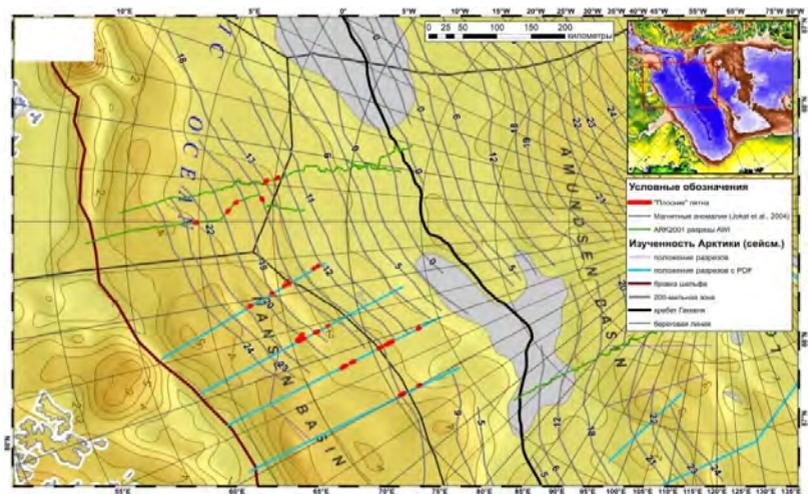


Figure 3. Nansen Basin, the locations of seismic sections Arctic-2011 (blue line) and AWI (green line), current 200-mile zone, distribution of anomalies of “flat spot” type (the red dots) obtained by interpretation of the data used, the position of axes of linear magnetic anomalies (gray lines) according to [3] over the thickness of sedimentary cover [1]. Grey areas shows zero sediment thickness.

Sediment thickness above anomalies are stable and is 490 ± 100 ms with variation of sediment thickness under anomalies from 378 to 1562 milliseconds. This indicates that the rise of gases from the basement comes from any depth, but its accumulation in the near-surface fluid traps occurs in the same lithological horizon, located at almost constant depth below the bottom surface. Another version of the constant depth of anomalies is the ingress of gases released at the local segment of the profile into the stability zone of gas hydrates, which were detected in western parts of Nansen basin [9].

Cross-correlation of anomalies morphometric parameters and potential fields data at fig.4 (left) shows that smaller values of gravity Bouguer anomalies indicating a loose in density due to serpentinization, which reduces the density up to 20%, and are relevant to a wider anomalies in the seismic record, which could mean a larger volume of accumulated gas. The difference in the highs of the acoustic basement is also reduced. This can be explained by a decrease in the gravitational contrast between the metamorphic block and its framing. Comparison of magnetic ΔT_a from [8] with the width of the anomalies shows a trend for its increase with the growth of the value of ΔT_a anomalies, which is explainable by serpentinization, during which gas and ferromagnetic minerals [7] are formed. Scaling of points by the amplitude of the basement highs shows that this process leads to the reduce of basement relief differentials.

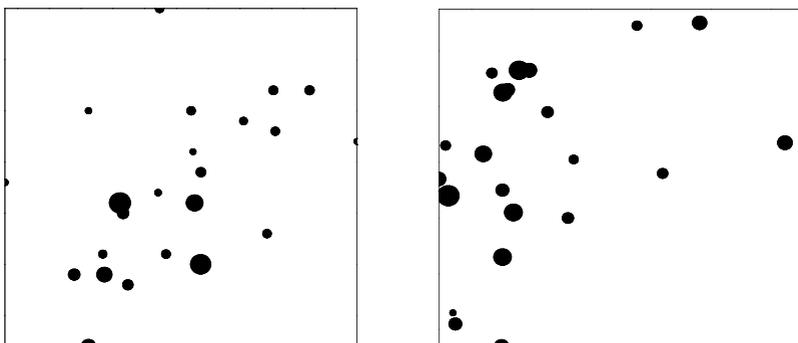


Figure 4. The cross correlation of the Bouguer anomalies (left) and the anomalous magnetic field (right) with the morphometric parameters of «flat spot» anomalies with a linear scaling of the symbol size: left – by parameter 3 (anomaly width), right – by parameter 2 (basement differential). The minimum and maximum scale sizes of symbols have a conditional values.

This work was supported by the State Task of the Geological Institute RAS, project № 0135-2019-0069 and by the Russian Foundation for Basic Research, project № 18-05-70040 (Arctic Resources).

REFERENCES

1. Arctic basin (geology and morpholog). Ed. A.L. Piskarev, V.A. Poselov, V.D. Kaminskiy. SPb.: VNIIOkengeologiya, 2017. 291 p.
2. Nikishin A.M., Gaina C. et al. // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 64–82.
3. Jokat W., Micksch U. (2004) Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L02603. doi:10.1029/2003GL018352
4. Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I. et al. // Geophys. J. Int. 2009. V. 176. P. 805–821.
5. Lutz R., Franke D., Berglar K. et al. // Journal of Geodynamics. 2018. V. 118. P. 154–165.
6. Charlou J.L., Fouquet Y., Bougault H. et al. // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. No.13. P. 2323–2333.
7. Dmitriev L.V., Bazylev B.A., Silant'ev S.A. et al. // Russian Journal of Earth Sciences. 1999. V. 1. No. 6.
8. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. // Geochemistry Geophysics Geosystems G3. 2009. V. 10. No. 8. P. 1–12. doi:10.1029/2009GC002471
9. Geissler W.H., Pulm P.V., Jokat W. et al. // Journal of Geological Research. 2014. Article ID 582424
10. Jokat W., Lehmann P., Damaske D. et al. // Tectonophysics. 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002>

Thiede J.

(Köppen-Laboratory, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Sankt-Petersburg)

On the Cooperation of Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch in Paleoclimate Research and the Revival of the Milankovitch Hypothesis

Abstract of an extensive Manuscript published in English in the Vestnik of St. Petersburg State University, Series 7 (Geology, Geography), 2018

Wladimir Köppen (1846–1940, originally from St. Petersburg), Alfred Wegener (1880–1930, originally from Berlin) and Milutin Milankovitch (1879–1958, originally from Dalj/ then Austria-Hungary, today eastern Croatia) made very important contributions to paleoclimatology during the early years of the 20th century.

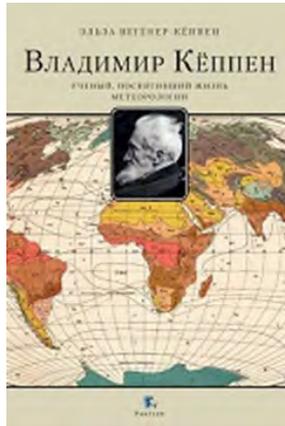
Köppen described the global climate zonation, Wegener defined the continental drift during the Phanerozoic, using Köppen's climate zonations applied to paleogeographic scenarios of the geological past, and Milankovitch introduced regularly changing orbital parameters as controls of past climatic changes providing a precise time scale for Glacials and Interglacials during the Quaternary.

By combining their scientific efforts, they succeeded to change our understanding of Earth history in a fundamental way, each of them with their specific expertise and their wide scientific horizons.

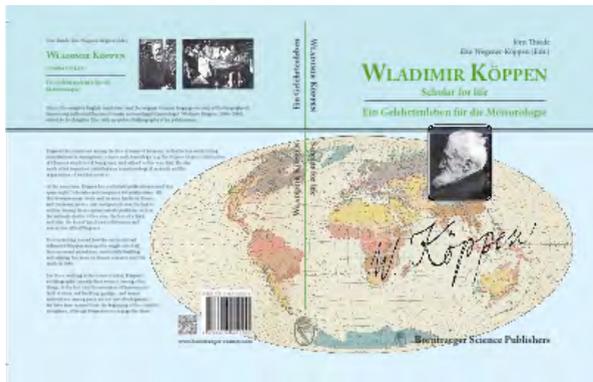
Selected references

- Berger A. 1984: Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary // p. 3-40 in Berger, A. et al. (eds.): Milankovitch and Climate- (D. Reidel) Dordrecht/ NL.
- Berger A. 1988: Milankovitch Theory and Climate // Rev. Geophys. 26(4): 624-657.
- Berger A. 1989: Pre-Quaternary Milankovitch frequencies // Nature 342: 133.
- Berger A. (ed.) 1995: Milutin Milankovic 1879-1958 (from his autobiography with comments by his son, Vasko and a preface by André Berger) // Europ. Geophys. Soc. (Katlenburg-Lindau, FRG), 181 pp.
- Berger A. 2012: A Brief History of the Astronomical Theories of Paleoclimates- p. 107-129, in Berger, A. et al. (eds.): Climate Change- (Springer-Verlag) Wien.
- Berger W.H. 2012: Milankovitch Theory– Hits and Misses - Scripps Inst. Techn. Rep. (01-16-2012): 35 pp., 9 figs. (La Jolla CA).
- Budyko M.I., Ronov A.B. & Yanshin A.L. 1987: History of the Earth's Atmosphere. 139 pp., (Springer) Berlin-Heidelberg.

- Hays J.D., Imbrie J. & Shackleton 1976: Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages - *Science* 194: 1121-1132.
- Imbrie J., Berger A. & Shackleton N. J. 1993: Role of Orbital Forcing: A Two-Million-Year Perspective -p. 263-277, in: Eddy, J. A.& Oeschger, H. (eds.): *Global changes in the Perspective of the Past* - (John Wiley & Sons, Inc.) Hoboken, NJ.
- Khayrullin K.Sh. 2016: Vladimir P. Keppen (1846-1940) - *Proc. Voeikov Main Geophys. Lab.* 583: 264-270 (in Russian).
- Köppen W.P. 1923: *Die Klimate der Erde* - 369 pp., 8 pl., 19 figs., (Walter de Gruyter) Berlin.
- Köppen W. 1936: *Das geographische System der Klimate* - *Handbuch der Klimatologie* (W. Köppen & R. Geiger, eds.), Vol. 1C, 44 pp., (Borntraeger) Berlin.
- Köppen W. 1940: Köppen, W. & Wegener, A.: *The Climates of the Geological Past – Supplements and Corrections* - 38 pp., 6 figs. (Publ. Gebr. Borntraeger) Berlin.
- Köppen W. & Wegener A. 1924: “Die Klimate der geologischen Vorzeit” (The Climates of the Geological Past) - Reprinted by the original publishing house Gebr. Borntraeger in 2015 together with a translation into English (edited by Thiede, J., Lochte, K. & Dummermuth, A.). 657 pp., Berlin.
- Krause R. & J. Thiede, eds. 2005: *Alfred Wegener-Kontinentalverschiebungen (Original Notes and Excerpts by Alfred Wegener personally) – Eine Einführung (An Introduction)* - *Ber. Polar. Meeresforsch.* 516:1-6 .
- Wegener A. 1912: *Neue Ideen über die Herausbildung der Grossformen der Erdoberfläche (Kontinent und Ozeane) auf geophysikalischer Grundlage*- Announcement of an oral presentation at the main Annual Meeting of the Geologische Vereinigung, Jan. 6, Frankfurt/ Main.
- Wegener A. 2005: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.*- Reprint of the first (1915) and fourth edition (1929) with handwritten remarks of Alfred Wegener, 481 S., (Gebr. Borntraeger) Stuttgart (Krause, R., Schönharting, G. & Thiede, J., eds.).
- Wegener-Köppen E. 1955: *Wladimir Köppen – ein Gelehrtenleben.*- (Publ. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft m. b. H.) Stuttgart, 195 pp., figs. (which is based on Wladimir Köppens personal notes and contains a complete listing of Köppen's publications in German).



Владимир Кёппен. Учёный, посвятивший жизнь метеорологии. 2018



AWI ALFRED WEGENER-INSTITUT
DEUTSCHE ZENTRALE DER POLAR-
UND KONTINENTALFORSCHUNG

Wladimir Köppen, Alfred Wegener
The Climates of the Geological Past

Die Klimate der geologischen Vorzeit

Reproduction of the original German edition and complete English translation

Faksimile-Nachdruck der deutschen Originalausgabe und komplette englische Neübersetzung

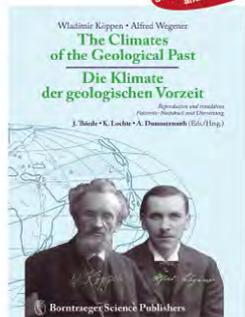
Eds. / Hrg.: Jörn Thiele; Karin Lochte; Angelika Dummermuth translated by / übersetzt von Bernard Oelkers

2015. IX, 657 pages, 94 figures, numerous tables, 25 x 17 cm, hardcover.

ISBN 978-3-443-01088-1 € 49,90



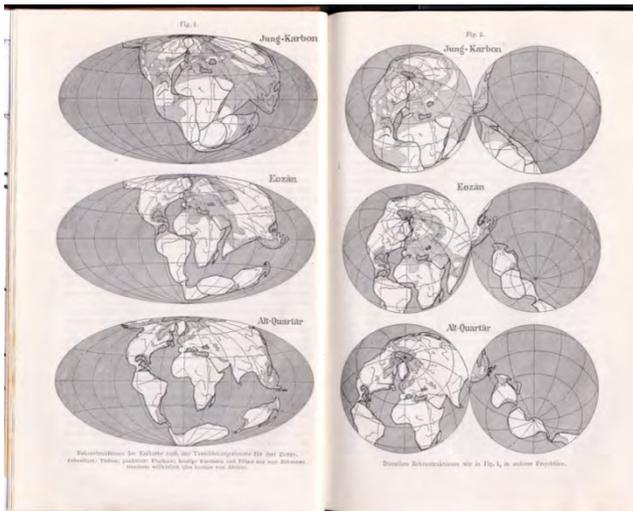
Newly created Subject Index for both English and German parts



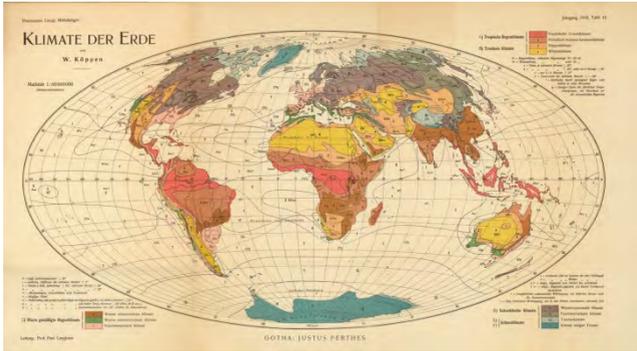
Wladimir Köppen 1846- 1940 and Alfred Wegener 1870-1930



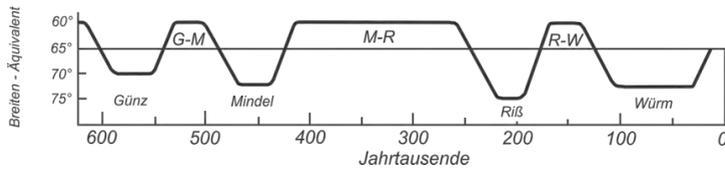
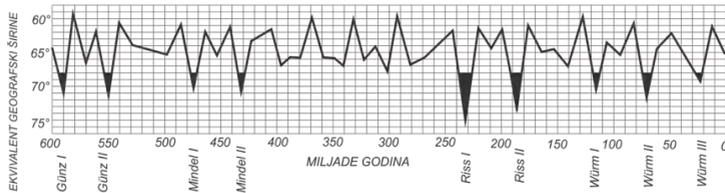
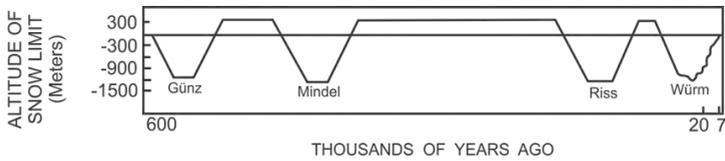
Milutin Milankovitch 1879-1958



Original Reconstruction of the Earth's Paleogeography by Alfred Wegener (1916)



Early example of Wladimir Köppen's climate zonation



Diagrams provided by Milankovitch to Köppen and Wegener (1924)

**ГИДРОТЕРМЫ И РУДЫ НА ДНЕ
ОКЕАНОВ И МОРЕЙ**

**HYDROTHERMS AND ORES
ON THE BOTTOMS
OF THE SEAS AND OCEANS**

Бич А.С.¹, Петров А.Ю.², Максимов Ф.Е.²

(¹ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: as_bich@mail.ru, ²Институт наук о Земле, СПбГУ, г. Санкт-Петербург)

Изучение металлоносных осадков для реконструкции процессов гидротермального рудообразования (на примере рудного узла Победа)

Bich A.S.¹, Petrov A.Yu.², Maksimov F.E.²

(¹VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg; ²Institute of Earth sciences, SPbU, Saint-Petersburg)

Study of metalliferous sediments for the reconstruction of hydrothermal ore-forming processes (case study of Pobeda ore cluster)

Ключевые слова: металлоносные осадки, Российский Разведочный район, Срединно-Атлантический хребет, геохимия, геохронология

В работе рассмотрены минералого-геохимические особенности металлоносных осадков рудного узла Победа, открытого в 37 рейс НИС «Профессор Логачёв», проводимого ПМГРЭ (г. Ломоносов) в 2015 году. По результатам работы восстановлена история гидротермальной деятельности в пределах рудного узла за последние 43 т.л.

С целью реконструкции процессов гидротермальной деятельности изучены литолого-минералогические, геохимические характеристики, а также возраст трёх колонок донных осадков (мощностью до 64 см) рудного узла Победа, расположенного на внутреннем склоне восточного борта рифтовой долины в районе 17°09' с.ш. В районе исследования драгированы апоперидотитовые серпентиниты, габброиды, пироксениты и измененные базальты. Более 50% площади покрыто осадками. В состав рудного узла Победа входят 2 рудных поля и одно рудопроявление, расположенные в интервале глубин от 2200 до 3000 м. [1] Изученные колонки отвечают каждому рудному объекту.

Химический состав колонок определялся методом рентгенофлуоресцентного анализа с интервалом опробования колонок в 1 см. Минеральный состав определялся методами рентгенофазового и шлихового анализов. Для датирования осадков были применены радиоуглеродный метод (21 образец), метод избыточного тория (8 измерений). Геохимические исследования и возрастные датировки проводились в лаборатории им. Кёппена (СПбГУ), рентгеноструктурный анализ в лаборатории рентгенодифракционных методов исследования ресурсного центра СПбГУ, шлиховой анализ в литолого-минералогической лаборатории ФГБУ «ВНИИОкеангеология» (аналитик Смирнова Л.С.).

Осадки представлены биогенными карбонатными кокколито-фораминиферовыми илами. Карбонатность которых варьирует от 17% до 71%, со средним значением – 47%. Более 80 % исследованных интервалов содержат более 10% железа в пересчете на абиогенную основу.

По данным рентгеноструктурного анализа, минеральный состав осадков представлен (в порядке уменьшения встречаемости): кальцит, гётит, мусковит, кварц, каолинит, арагонит, ломонит, серпентин/хлорит. По результатам шлихового анализа, набор минералов дополнен: атакамитом, пиритом, баритом, пироксенами (Орх, Срх), оливином, роговой обманкой, магнетитом, эпидотом. Для изученных осадков характерно среднее содержание пелитовой фракции 63%, что свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке в районе [2].

Методом корреляционного анализа, выделены элементы, отвечающие различным факторам осадконакопления: биогенному, гидротермально-водородному и терригенно-эдафогенному [3, 4]. Наиболее обогащены рудными компонентами осадки рудного поля Победа–2. Отмечаются существенные колебания содержания Fe (в 3,5 раза) и Cu (в 4,6 раз) и на других объектах, что объясняется изменением динамики поставки рудного вещества гидротермами, и определяет направление дальнейшего исследования.

На основе результатов радиоуглеродного датирования была построена возрастная модель, которая описывает три этапа гидротермальной деятельности. Смена этапов определяется изменением содержания железа – главного элемента гидротермальной группы. Возрастные оценки приведены по усредненным данным и являются оценочными, для получения абсолютных датировок продолжаются геохронологические исследования методом избыточного тория.

1. Первый этап зафиксирован в нижней части колонок МО всех рудных объектов, этап характеризуется интенсивной гидротермальной деятельностью в период с 43 т.л. до 26 т.л.

2. Второй этап ограничен возрастным интервалом от 26 до 20 т.л. Этап характеризуется затуханием гидротермальной деятельности с постепенным её прекращением в пределах рудопроявления Победа – 3.

3. Третий этап начался 20 т. л. н., на фоне умеренного повышения интенсивности гидротермальной деятельности, отмечается увеличение интенсивности импульсного характера, продолжительностью 2,6 т.л. В настоящий момент времени этап не завершён.

Для осадков рудопроявления Победа–3 отмечается омоложение датировок радиоуглеродным методом относительно метода избыточного тория старше 28 т.л., что мы объясняем процессами биотурбации [2]. Дальнейшие работы направлены на изучение минералого-геохимических особенностей минералов-индикаторов гидротермальной деятельности и геохронологические исследования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-00861)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтнев В.Е. Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др. Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории Р2 и Р3 в блоках 31-45 // Фонды ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов. 2016 г.
2. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
3. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. С.-Пб: Недра, 1992. 278 с.
4. Trefry J.H., Metz S. Role of hydrothermal precipitates in the geochemical cycling of vanadium // Nature. 1989. V. 342. No. 6249. P. 531–533.

Mineralogical and geochemical features of metalliferous sediments from Pobeda hydrothermal field (mid-Atlantic Ridge) were studied. Our research revealed the history of hydrothermal activity during last 42 ka at Pobeda hydrothermal field, using radiocarbon and ^{230}Th geochronology.

**Вишневецкая И.А.^{1,2,3}, Михайлик П.Е.⁴, Иванова Ю.М.⁴,
Червяковская М.В.²**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: vishnevskai.a.i.a@gmail.com; ²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург; ³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск; ⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

**Изотопный состав Nd железомарганцевых образований
Охотского моря и Курильской островной дуги**

**Vishnevskaya I.A.^{1,2,3}, Mikhailik P.E.⁴, Ivanova Y.M.⁴,
Chervyakovskaya M.V.²**

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg; ³Novosibirsk State University, Novosibirsk; ⁴Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Isotopic composition of Nd ferromanganese crusts of the Sea of
Okhotsk and the Kuril island arc**

Ключевые слова: изотопная геохимия, приконтинентальный литогенез, окраинный бассейн, вулканическая деятельность

Окраинные моря характеризуются высокой долей привноса континентального и вулканогенного вещества. Изучение распределения изотопов неодима из валовых проб железомарганцевых образований Охотского моря показало, что в их изотопном составе фиксируется смешение гидрогенного и аллогенного вещества. Именно поэтому затрудняется их классификация при помощи классических диаграмм.

За всю историю изучения железомарганцевых образований (ЖМО) были подмечены определенные закономерности, позволяющие по минеральному и химическому составу определить их генетический тип. Однако использование классификационных диаграмм, построенных для пород открытого океана, не может однозначно указать тип ЖМО из областей приконтинентального литогенеза и районов с активной вулканической деятельностью. Это происходит потому, что для таких областей характерен большой приток алюмосиликатного материала связанный, как с ледовым разносом, так и с вулканической деятельностью. В данной работе кратко изложены результаты детального изучения вещественного состава и изотопного состава Nd в ЖМО Охотского моря и Курильской островной дуги.

Определения валового содержания анализируемых элементов были выполнены методами ИСП-АЭС (Ca, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P и Al (iCAP 6500 Duo (Thermo Electron Scientific, США)) и ИСП-МС (PЗЭ, Agilent 7700x (Agilent Technologies, Япония)) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Изотопный состав Nd измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре

Triton Plus (Thermo Fisher Scientific) на базе ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург).

Образцы ЖМО «Баритовых гор» (котловина Дерюгина) на станции Lv54-41-3 (далее Lv54) представлены в виде колец, сложенных черным рудным веществом, обрастающим по периметру гальку ледового разноса. Рыхлое железомарганцевое вещество толщиной около 5 мм образца Lv61-5 (далее Lv61) обрастает сверху окатанный обломок размером около 7 см. В минералогическом плане они сложены 10\AA марганцевыми минералами. Для образца Lv54 характерно минимальное из изученной выборки образцов содержание кремния и алюминия, а также высокая концентрация лития. Геохимические особенности образца Lv54 указывают на участие при его формировании поровых вод. Поэтому изотопный состав неодима образца Lv54 (-1.8) может отражать величину ϵ_{Nd} поровых вод поверхностного осадка котловины Дерюгина. Также значение $\epsilon_{Nd} = -1.8$ в пробе Lv54 может быть связано с дополнительным источником радиогенного неодима, высвобождаемого из наиболее подверженного гальмиролизу плаггиоклаза [1].

Образец Lv61 выбивается из всех существующих на данный момент классификационных признаков: высокие концентрации кремния и алюминия, низкие – кобальта, аномальный состав редкоземельных элементов и положительное (+1.2) значение ϵ_{Nd} . Велика вероятность того, что положительное значение ϵ_{Nd} образца является результатом влияния терригенной примеси, поступающей с берега. Однако не стоит упускать из внимания тот факт, что образцы котловины Дерюгина были отобраны в районе «Баритовых гор», где, возможно, идет диффузная эндогенная гидротермальная подпитка [2], которая могла найти своё отражение в положительном значении ϵ_{Nd} .

ЖМО хребта Зонне (образец SO178) представлено светло-коричневой коркой, поднятой без субстрата, толщиной около 4 см. Для нее характерны наибольшая среди исследованных концентрация железа (16%), достаточно высокое содержание кобальта (440 ppm) и низкое содержание лития (5 ppm) типичное для гидрогенных железомарганцевых образований открытой части океана. Изотопный состав Nd в железомарганцевых корках подводного хребта Зонне составляет -3.2, что близко к величине типичной для вод северной Пацифики (-3.4) [3].

Образцы B15-25/4 и B17-43 (Курильская островная дуга) представлены плотными корковыми образованиями без субстрата. Их минеральный и химический состав свидетельствует об их гидрогенном генезисе. Значение ϵ_{Nd} в корке поднятой с Вулкана 7.14 составило -3.4, что указывает на влияние тихоокеанских вод при ее формировании. В ЖМО с Вулкана 5.5 значение ϵ_{Nd} повышается до -2.0. Такое повышение изотопного состава может быть следствием умеренного разбавления гидротермального флюида океанской водой, а также может отражать заражение пробы вулканогенным веществом.

Результаты изучения пробы В17-11 (вулкан Обручева) показывают, что основной массой пробы является вулканокластический материал, пропитанный оксигидроксидами Fe и Mn, поэтому наблюдаются повышенные концентрации кремния и алюминия. Также для этой пробы характерны минимальные содержания кобальта, никеля, меди и высокие количества лития, а также наибольшее значение ϵ_{Nd} (+4.4). ϵ_{Nd} для пород подводного вулкана Обручева неизвестно, но его величина в четвертичных лавах острова Броутона составляет +8.2 [4]. Вероятно, изотопный состав валовой пробы В17-11 представляет собой результат смешения вулканогенного материала с гидrogenным.

Отличительной особенностью ЖМО Охотского моря являются высокие концентрации кремния (до 23%) и алюминия (до 6%), которые связаны с значительной примесью алюмосиликатного осадочного материала, кремнистого микропланктона, а также эруптивной вулканической деятельностью. Эта примесь вносит изменения в распределение РЗЭ при изучении валового химического состава, а также смещает изотопный состав Nd, что приводит к неверной интерпретации данных в генетическом аспекте. Для классификации ЖМО из областей приконтинентального литогенеза необходимо сформировать иные подходы, которые позволят учитывать значительное участие алюмосиликатной примеси в их образовании.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00436А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
2. Астахов А.С., Ивин В.В., Карнаух В.Н. и др. Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи в котловине Дерюгина Охотского моря // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 200–214.
3. Tachikawa K., Arsouze T., Bayon G. et al. The large-scale evolution of neodymium isotopic composition in the global modern and Holocene ocean revealed from seawater and archive data // Chemical Geology. 2017. V. 457. P. 131–148.
4. Мартынов Ю.А., Кимура Д.И., Ханчук А.И. и др. Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // ДАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 670–675.

The marginal seas are characterized by a high contribution of continental and volcanic matter. A study of the distribution of neodymium isotopes from bulk samples of ferromanganese formations of the Sea of Okhotsk showed that a mixture of hydrogenic and allogeneic matter is recorded in their isotopic composition. That is why it is difficult to classify them using classical diagrams.

**Габлина И.Ф.¹, Попова Е.А.², Хусид Т.А.³, Дмитренко О.Б.³,
Дара О.М.³, Добрецова И.Г.⁴**

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: gablina@ilran.ru;

²ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург; ³Институт океанологии им. П.П.

Ширшова РАН, г. Москва; ⁴Полярная Морская геолого-разведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург)

**Влияние гидротермальных флюидов диффузного типа на
карбонатные биогенные осадки Центральной Атлантики**

**Gablina I.F.¹, Popova E.A.², Khusid T.A.³, Dmitrenko O.B.³, Dara
O.M.³, Dobretsova I.G.⁴**

¹Geological Institute RAS, Moscow; ²VNIIOkeangeologiya, St-Petersburg; ³Shirshov

Institute of Oceanology RAS, Moscow; ⁴Polar Marine Geological Prospecting
Expedition, St.Petersburg)

**The influence of hydrothermal diffuse fluids on the biogenic
carbonate precipitation in the Central Atlantic region**

Ключевые слова: биогенные донные осадки, рудоносные осадки, микрофоссилии, гидротермальные флюиды, Срединно-Атлантический хребет

Исследованы биогенные карбонатные, рудоносные и металлоносные осадки гидротермального узла «Победа» (17°07,45'–17°08,7' с.ш. САХ). Проведено сопоставление полученных новых данных с результатами исследования других гидротермальных полей северной приэкваториальной зоны САХ в районе 13°–20° с.ш. Выявлено существенное влияние диффузных гидротермальных флюидов на минеральный и химический состав осадков, а также на сохранность и видовой состав микрофоссилий в зонах гидротермальной активности.

Материал для исследований получен в рейсе НИС «Профессор Логачев», проводившемся ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в 2014–2015 гг. Рейс финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Изученные колонки осадков отобраны в пределах гидротермального узла «Победа», состоящего из двух рудных полей («Победа-1» и «Победа-2») и рудопроявления «Победа-3». Для сравнения с осадками, развитыми в зоне гидротермальной активности, были изучены фоновые биогенные карбонатные осадки по колонке ст. 37L215k, расположенной севернее гидротермального узла Победа. Осадки отбирались телевизионным грейфером (ТВГ, г) и коробчатым пробоотборником (КП, к) с глубины от 2208 м до 3106 м. Физико-химические параметры поровых вод осадков были изучены по 8 колонкам с помощью потенциометра «Эксперт–рН».

Осадки представлены карбонатными фораминиферо-кокколитовыми илами, иногда с включениями раковин птеропод и эдафогенного материала.

Максимально вскрытая мощность карбонатных осадков составила 140 см, рудоносных 50–75 см. По комплексу фауны возраст осадков определен как голоцен-верхнеплейстоценовый (0–76 тыс. лет) [1–3]. Осадки залегают на гидротермально измененных базальтах и перидотитах. В придонном слое воды над рудными полями выявлены признаки современной гидротермальной активности [4].

Изучены химический, гранулометрический и минеральный состав осадков, физико-химические характеристики (Eh и pH) поровых вод фоновых и рудоносных осадков, видовой состав, распространение и сохранность наннофоссилий, планктонных и бентосных фораминифер.

Карбонатные фоновые осадки изучены по колонкам ст. 37L215k и 37L224k, расположенным севернее гидротермального узла «Победа» в разведочном блоке 33 (17°45'с.ш., 46°24.4'з.д. и 17°40.5'с.ш., 46°21.4'з.д. соответственно). Длина колонок 110 см (ст. 37L215k) и 126 см (ст. 37L224k). Осадки представлены однородными фораминиферово-кокколитовыми илами алевропелитовой структуры (≤ 0.1 мм) с примесью песчаной фракции (0.1–2 мм). Песчаная фракция, количество которой колеблется от 5–10% до 50%, представлена раковинами планктонных и бентосных фораминифер и птероподового детрита, алевропелитовая – кокколитами и глинистыми минералами. В нижнем горизонте отмечается эдафогенный материал в виде авгита и обломков измененных базальтов, а также гидроксиды железа и единичные кристаллики сульфидов. В поверхностном слое присутствуют пепловые частицы, кристаллики барита, сульфиды меди. Фоновые осадки характеризуются высокой карбонатностью (59,38–76,23%), низким содержанием Fe_2O_3 (2,88–5,55%) и Cu (0,008–0,0015%). Содержание этих компонентов, а также SiO_2 несколько возрастает, а карбонатность снижается вниз по разрезу осадков (рис. 1а). Физико-химические параметры фоновых осадков слабо меняются по разрезу. Наиболее высокие значения Eh и pH отмечены в зонах, обогащенных песчаным материалом. В целом по всем изученным колонкам значения Eh и pH близки к физико-химическим характеристикам океанской воды (Eh 193–220 мВ, pH 7,7–7,9) и незначительно снижаются вниз по разрезу осадков. Изучение микрофоссилий в фоновых осадках ст. 37L215k показало хорошую сохранность раковин по всему разрезу. Аналогичная картина наблюдалась в колонке фоновых осадков станции 33L148k [2]. В ее самом нижнем горизонте появляются раковины *Osangulariella umbonifera* – вида, способного развиваться в низкокислородных и недонасыщенных карбонатом кальция придонных водах.

Металлоносные и рудоносные осадки изучены по колонкам 37L244g, 37L245g (рудное тело «Победа-2»), 37L179k, 37L184k (рудопоявление «Победа-3»). Они по составу песчанистые, фораминиферово-кокколитовые с прослоями птероподовых; содержат зерна пирита с налетами сульфидов меди, арагонит, атакамит, гидроксиды железа, тальк, магнетит; характеризуются повышенным содержанием рудных элементов (Fe, Cu, Zn

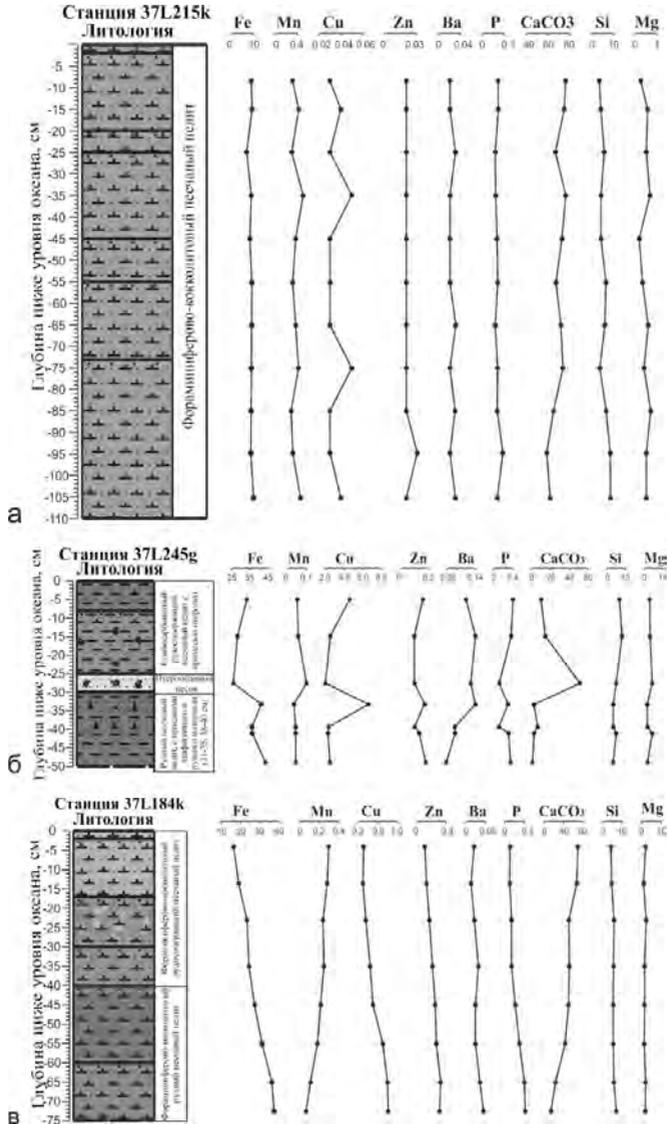
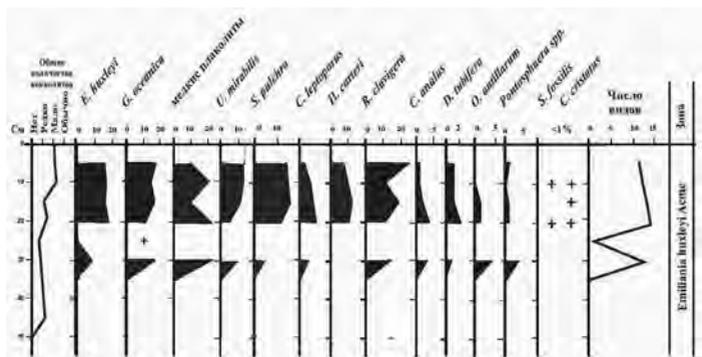


Рисунок 1. Графики распределения химических элементов и карбонатности в фоновых (а) и рудоносных (б, в) осадках.

и др.) и пониженной карбонатностью. Рудоносные осадки встречаются в разных частях разреза, чаще (ст. 37L245g, 37L179k, 37L184k) – в нижней

части (рис. 1б, в). Содержание Fe в них иногда достигает более 48 вес.%, а содержание CaCO₃ уменьшается до 2.2% (ст. 37L245g, поле «Победа-2»). Присутствуют обломки подстилающих пород – серпентинизированных перidotитов и габброидов.

Сохранность и общее количество форм кокколлитов и фораминифер в рудоносных и металлоносных осадках вниз по разрезу существенно снижается. Увеличивается относительное содержание раковин вида *Osangulariella umbonifera*. В колонке 37L245g ниже глубины 35 см в рудоносных илах фораминиферы и кокколлиты отсутствуют (рис. 2) вследствие растворения и замещения их гидротермальными минералами.



а

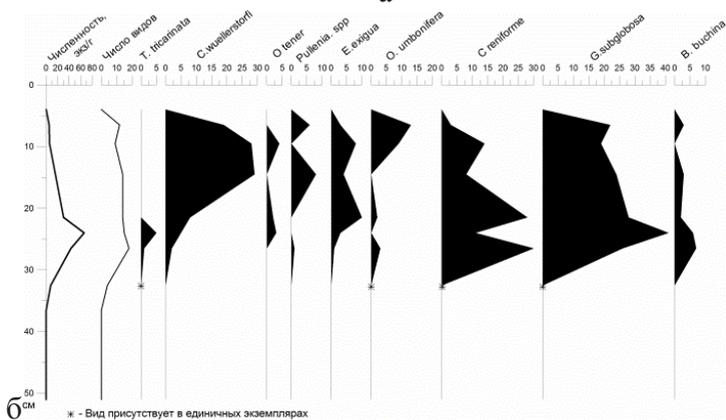


Рисунок 2. Распределение раковин микроорганизмов по разрезу колонки 37L245g: а – кокколлитов; б – бентосных фораминифер.

Это сопровождается снижением общей карбонатности и ростом содержания рудных элементов (см. рис. 1). В металлоносных и рудоносных

осадках величины Eh и pH поровых вод уменьшаются сверху вниз по разрезу колонок: в металлоносных Eh – до 170.3 мВ, pH – до 7.5; в рудоносных Eh – до 110.3 мВ, pH – до 7.4.

Сопоставление с результатами проведенных нами ранее работ [1–3 и др.] показало, что выявленные изменения в осадках характерны для всех исследованных зон гидротермальной активности в данном секторе САХ (13–20°с.ш.). Они, как правило, развиты в нижней части разреза и свидетельствуют о влиянии диффузных гидротермальных флюидов, поступление которых из пород ложа приводит к изменению физико-химических параметров поровых вод осадков (снижение Eh и pH), растворению биогенного карбоната раковин, замещению его гидротермальными минералами, появлению в бентосном сообществе видов, устойчивых к таким агрессивным условиям среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б. и др. Состав, распространение и особенности вторичных изменений микрофоссилий донных осадков современного гидротермального поля Ашадзе-1 (13° с.ш. САХ) // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 505–520.
2. Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С. и др. Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–125.
3. Хусид Т.А., Оськина Н.С., Лукашина Н.П. и др. Бентосные и планктонные фораминиферы в гидротермально активных районах Срединно-атлантического хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 115–126.
4. Бельтнев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др. Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории P₂ и P₃ в блоках 31-45 // Отчет 37-го рейса НИС “Профессор Логачев”. АО ПМГРЭ, 2016.

The biogenic carbonate ore-bearing and metalliferous sediments of the hydrothermal cluster “Pobeda” (17°07,45'–17°08,7' N MAR) were investigated. The obtained new data were compared with the results of studies of other hydrothermal fields of the North Equatorial zone of MAR in the area of 13°–20° N. Essential influence of diffuse hydrothermal fluids on the mineral and chemical composition of the sediments as well as their preservation and species composition of microfossils in the areas of hydrothermal activity.

Grigoryeva Z.V., Dobretsova I.G., Kuznetsov A.I.

(Polar marine geosurvey-expedition (PMGE), Rosgeo company, Saint Petersburg,
e-mail pmgre@rusgeology.ru)

Complex interpretation of search criteria and signs of sulfide mineralization using GIS technologies

Ключевые слова: Поисковые критерии, методы выявления возможной сульфидной минерализации и исследования ГПС, Срединно Атлантический хребет.

Анализируются критерии поиска и методы выявления возможной сульфидной минерализации, использование ГИС-технологий в обработке результатов, полученных в рейсах научно-исследовательского судна «Профессор Логачев» с 2011 по 2016 год.

Глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) являются комплексным минеральным сырьем. В ходе полевых исследований, проводимых Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) с 1985 года, установлено, что ГПС залегают в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и представляют собой перспективный вид минерального сырья, основными компонентами которого является медь, цинк, золото, серебро, кобальт, никель, молибден и другие значимые химические элементы [1].

Опыт работ в Российском разведочном районе (РРР-ГПС) на Срединно Атлантическом хребте (САХ) показал, что методика полевых исследований выявления рудных проявлений предполагает вполне определённую последовательность выполнения каждого вида работ, а интерпретация полученных данных, позволяет сформулировать поисковые критерии и признаки сульфидной минерализации по каждому методу [2].

Поисковым критерием, который непосредственно учитывается при проектировании геоакустического профилирования совместно с измерением естественного электрического поля (ЕП), является *геоморфологический* - приуроченность рудных проявлений к бортам рифтовой долины САХ. Полученные данные ЕП, обрабатывались в АО «ПМГРЭ» с использованием программы Excel, и методом «Трёх сигм» выделялись аномалии, которые затем выносились на цифровую схему в виде локальных отрезков на профилях (Рис.). На сегодняшний день, обработка полученных геофизических данных и выделение участков с аномальными значениями, производится с помощью программы Oasis montaj, что существенно повышает качество выполнения данного вида работ и снижает затраты времени на ее выполнение. Опыт применения метода измерения ЕП при поиске ГПС хорошо себя зарекомендовал на протяжении многих лет, а *выявленные аномалии ЕП* - являются косвенным поисковым признаком обнаружения сульфидной руды.

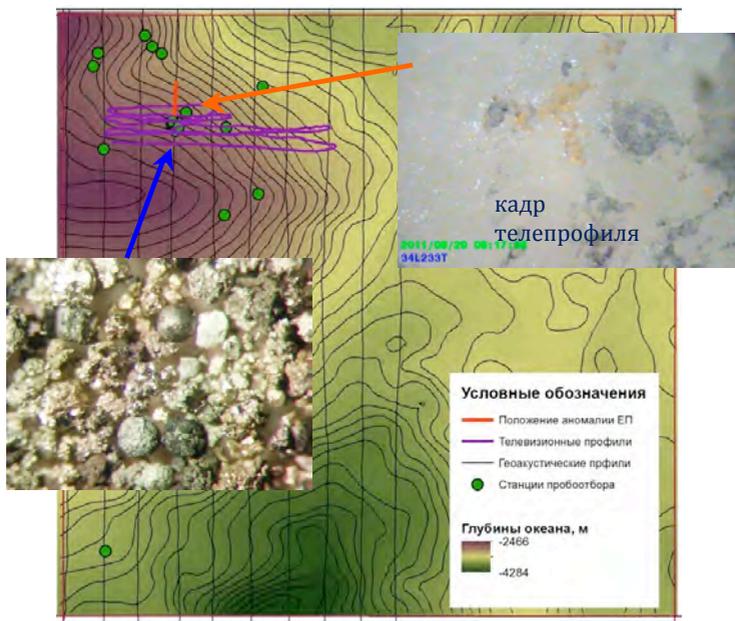


Рисунок. Цифровая схема на примере исследовательского блока 83 PPP-ГПС, с растровыми изображениями стоп-кадра телевизионного профиля и шлиховой пробы с россыпью сульфидов меди и пирита

Еще одним методом выявления возможной сульфидной минерализации - является гидрофизическое зондирование. Так, при анализе показателей водной толщи вблизи океанического дна, в местах проявления гидротермальной активности, фиксируются повышенные значения мутности, температуры и потенциальной плотности воды. **Повышенные значения гидрофизических характеристик** водной массы являются лишь косвенным признаком проявления современной гидротермальной активности, который может быть использован только в комплексе с остальными.

Следующим поисковым признаком выявления рудопоявлений ГПС, и самым существенным на основе дистанционных методов, является – **визуальный**. Визуализация океанического дна осуществляется с помощью подводных телевизионных аппаратов, что позволяет выделить участки рудопоявления на океаническом дне, понять характер их залегания. Телевизионные профили проектируются только на те участки океанического дна, где выявлены аномалии ЕП. С использованием ГИС-технологий, на цифровой схеме методом выборки отражаются участки, где визуализируются выходы сульфидной минерализации, зафиксированные

вахтенным геологом во время телепрофилирования (Рис). Следует отметить, что данный метод будет являться основным дистанционным методом при оконтуривании рудных обособлений, во время выполнения второго этапа разведочных работ (полевые работы с 2021 г.) в соответствии с Контрактом на разведку полиметаллических сульфидов, подписанным в 2012 г. между Министерством природных ресурсов и экологии и Международным органом по морскому дну.

Еще одним поисковым признаком выявления ГПС является обнаружение в поднятых пробах, отобранных телегрейфером, коробчатым пробоотборником или драгой, ***минералов-индикаторов гидротермальной деятельности***: сульфидов (пирит, марказит, пирротин, сфалерит, халькозин, халькопирит и др.), атакамита, барита, минералов серебра и золота, самородной меди и др. В случае подъема непосредственно руды ГПС, мы говорим о прямом поисковом признаке. Обнаружение минералов-индикаторов в пробах осадков - свидетельствует о косвенном поисковом признаке. АО «ПМГРЭ» применяет методику шлихоминералогического анализа непосредственно в судовой лаборатории. Данная методика усовершенствована специально для поиска неактивных рудопроявлений на САХ, а также успешно применена в Индийском океане (открыто неактивное рудопоявление «Last Chance») [3]. В отличие от геохимического метода, шлихоминералогический анализ, выполненный в судовой лаборатории, дает возможность корректировки направления поисков ГПС с минимальными временными затратами, а также указывает на удаленность от источника вещества. При описании пробы на борту судна, вся информация в цифровом виде заносится в базу данных по станциям, включая и фотографии шлиховых проб, тем самым, формируется база геологического опробования в виде цифровых векторных карт, сопровождающихся атрибутивными таблицами определённого содержания, а фотографии хранятся в растровом виде (рис.).

Таким образом, применение ГИС-технологий на современном этапе изучения ГПС в РРР, позволило существенно сократить время и повысить качество интерпретации получаемой геолого-геофизической информации для оптимального выбора детальных участков исследований и определения координат станций опробования непосредственно в полевой период на борту судна, тем самым повышая эффективность выполнения геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ожогина Е.Г., Рогожин А.А. Применение комплекса минералого-аналитических методов для технологической оценки руд черных и цветных металлов // Разведка и охрана недр. 2005. № 4. С. 33–36.

2. Егоров И.В., Добрецова И.Г. Методические аспекты поисков океанических сульфидных руд // Горный журнал. 2012. № 3. С. 18–22.
3. Егоров И.В., Добрецова И.Г., Тао Ч. Геолого-поисковые работы на глубоководные полиметаллические сульфиды, Западно-Индийский хребет // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Ежегодный обзор. М-во природных ресурсов Российской Федерации, Федеральное агентство по недропользованию, Российская Акад. наук, Всероссийский науч.-исслед. ин-т геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) / Под ред. Г. А. Черкашева. Москва, 2010. С. 32–35.

Search criteria and methods for identifying possible sulfide mineralization, the use of GIS technologies in processing the results obtained on cruises of the Professor Logachev research vessel from 2011 to 2016 are analyzed.

Колесник О.Н.¹, Съедин В.Т.¹, Колесник А.Н.¹, Ярошук Е.И.¹, Карабцов А.А.²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: zeua1985.2008@mail.ru; ²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

**Наложённая минерализация магматических пород на подводных вулканических постройках Японского моря
Kolesnik O.N.¹, S'edin V.T.¹, Kolesnik A.N.¹, Yaroshchuk E.I.¹,
Karabtsov A.A.²**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Overlapping ore mineralization of igneous rocks from submarine volcanic edifices of the Sea of Japan

Ключевые слова: Японское море, вулканические постройки, магматические породы, поствулканические процессы, наложенные минеральные фазы, цветные, благородные и редкие металлы.

Рассмотрено состояние изученности наложенной минерализации магматических пород на подводных вулканических постройках Японского моря. Представлен новый материал по результатам полуквантитативной и качественной оценки наложенной рудной минерализации главных типов вулканических пород, слагающих эти постройки. Показано, что наиболее ярко рудная минерализация проявлена в породах пострифтового типа, что обусловлено флюидонасыщенностью исходной магмы, длительностью вулканических и поствулканических процессов.

Японское море – одно из окраинных морей Востока Азии. В течение кайнозойского времени оно являлось районом активного магматизма, в частности вулканизма, который в пределах разных структур проявлялся по-разному. Как следствие, в Японском море выделяется несколько формационно-геохимических типов вулканизма, основные из которых: 1 – окраинно-континентальный (позднеолигоцен-раннемиоценовое время, крупные возвышенности); 2 – пострифтовый (среднемиоцен-плейстоценовое время, небольшие вулканические постройки в глубоководных котловинах и наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей); 3 – щелочной континентальных рифтов (плиоцен-четвертичное время, обрамление Цусимской котловины в южной части моря). Вулканические постройки в глубоководных котловинах сложены главным образом базальтами, а на крупных возвышенностях – более кремненасыщенными вулканическими породами.

С позднего олигоцена вулканизм в Японском море имел непрерывно-пульсирующий характер [1]. Это определило масштаб и длительность

поствулканических процессов. В результате выносились одни и привносились другие химические элементы, разрушались «первичные» и образовывались «вторичные» минералы, изменялись химические и петрофизические характеристики магматических пород, формировались гидротермальные породы и руды (зеленые глины, марганцевые корки, фосфориты, баритовые конкреции [2]).

Специальное исследование наложенных (вторичных) минеральных фаз магматических пород Японского моря началось сравнительно недавно [3–5]. На первом этапе рассматривались только низкотемпературные (до 100°C) новообразования. Образцы магматических пород изучались визуально, с помощью бинокля, сканирующего электронного микроскопа, рентгеноструктурного, химического, спектрального, электронографического анализов. Согласно полученным данным, низкотемпературные вторичные минералы представлены в основном ди- и триоктаэдрическими смектитами, смешанослойными образованиями гидрослюда-смектитового ряда, гидрослюдами, в меньшей степени хлоритом, цеолитами, сульфидами и гидроксидами железа, кальцитом и некоторыми другими карбонатами, в том числе франколитом в парагенезисе с глауконитом и пиритом (франколит – главный минерал фосфоритов Японского моря) [3, 4]. Позже для изучения вторичных минералов в магматических породах (вулканические породы пострифтового типа, единичные образцы габбро и сиенитов) был применен микрозонд с энергодисперсионной приставкой [5]. В результате, кроме уже описанных минеральных фаз, удалось выявить оксиды марганца в порых базальтов, а также средне- и высокотемпературные оксидные, интерметаллидные, самородные, сульфидно-сульфатные и более экзотические минеральные выделения цветных, благородных и редких металлов [5]. Аналогичные выделения, только более многочисленные и разнообразные по составу, установлены в марганцевых корках [6–8]. Химический состав корок соответствует оксидам марганца в базальтах.

Наше исследование является логическим продолжением микрозондовых работ [5, 8] и направлено на изучение вторичных минеральных фаз цветных, благородных и редких металлов в трех основных формационно-геохимических типах вулканических пород Японского моря. Всего рассмотрено 12 образцов (аншлифов) с 11 вулканических построек, получено около 1000 анализов. Результаты опубликованы [9].

1. Установлено, что минеральные фазы цветных, благородных и редких металлов с однотипной морфологией (очень мелкие зерна размером 1–5 мкм) и близким характером локализации (всевозможные зоны ослабления, мелкие трещины и пустоты) содержатся во всех основных формационно-геохимических типах вулканических пород Японского моря.

2. Дополнен перечень цветных, благородных и редких металлов, образующих в вулканических породах самостоятельные минеральные фазы

(Cu, Zn, Sn, Pb, Ni, Mo, W, Bi, Sb, Cd, Hg, As, Au, Ag, Pd, Pt, Os). Молибден, висмут, сурьма, ртуть, кадмий, золото, палладий, платина и осмий отмечены в этом качестве впервые. Выделены металлы массового и ограниченного распространения.

3. Уточнен список содержащихся в вулканических породах минеральных фаз цветных, благородных и редких металлов (по классам, группам). Это оксиды, интерметаллиды, самородные элементы, сульфиды, сульфаты, вольфраматы, молибдаты, оксихлориды, фосфиды. Установлен ряд фаз, ранее неизвестных в вулканических породах Японского моря.

4. Впервые с использованием численного показателя (количество зерен, приходящихся на квадратный сантиметр поверхности аншлифа) продемонстрировано/подтверждено, что зерна цветных, благородных и редких металлов распределены в вулканических породах неравномерно. Наибольшее количество зерен самого пестрого состава с максимальным разбросом температур образования [5] содержат пострифтовые вулканические породы (в среднем более 20 зерен/см²). В два раза реже зерна встречаются в вулканических породах окраинно-континентального и щелочного типов (10 зерен/см² и 9 зерен/см² соответственно). Обогащение зернами металлов пострифтовых вулканических пород можно объяснить двумя моментами. Во-первых, вулканические постройки глубоководных котловин характеризуются магматизмом мантийного типа с высокой флюидонасыщенностью исходной магмы, во-вторых – вулканические процессы на этих структурах протекали более длительное время.

Работа выполнена на базе Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (№ гос. рег. АААА-А17-117030110033-0) при дополнительной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00364 мол_а) и Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология дна Японского моря / Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Т., Терехов Е.П., Цой И.Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Астахова Н.В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с.
3. Можеровский А.В. Низкотемпературные изменения магматических пород дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 58–63.
4. Липкина М.И. Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 81–93.

5. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
6. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железо-марганцевых корках подводных вулканов Японского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 522–527.
7. Астахова Н.В. Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железомарганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 769–785.
8. Колесник О.Н., Астахова Н.В. Зерна цветных и благородных металлов в железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.
9. Колесник О.Н., Съедин В.Т., Колесник А.Н. и др. Новые данные о наложенной рудной минерализации вулканических пород Японского моря // ДАН. 2019. Т. 487. № 1. С. 73–77.

The report provides an overview of knowledge on the overlapping mineralization of igneous rocks from submarine volcanic edifices of the Sea of Japan. The material based on semi-quantitative and qualitative analyses of the overlapping ore mineralization of the main volcanic rock types building up the edifices is given for the first time. The material shows that the most enriched are postrift rocks. That is due to the parent magma's fluid saturation and the long duration of volcanic and postvolcanic processes.

Кравчишина М.Д.¹, Леин А.Ю.¹, Прокофьев В.Ю.², Боев А.Г.¹, Дара О.М.¹, Новигатский А.Н.¹, Стародымова Д.П.¹

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: kravchishina@ocean.ru; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва)

Первые результаты исследования гидротермального поля Troll Wall вблизи Ян-Майенской горячей точки (хребет Мона)

Kravchishina M.D.¹, Lein A.Yu.¹, Prokofiev V.Yu.², Boev A.G.¹, Dara O.M.¹, Novigatsky A.N.¹, Starodymova D.P.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow)

The first results of the Troll Wall hydrothermal vent field study near the Jan Mayen Hot Spot (Mona Ridge)

Ключевые слова: гидротермальное поле, флюид, сульфиды, барит, Срединно-Атлантический хребет

Проведено исследование плюма и донных осадков гидротермального поля Troll Wall, расположенного к востоку от осевой зоны хребта Мона вблизи Ян-Майенской горячей точки (71°18' с.ш. и 05°46' з.д., глубина моря около 550 м, 68-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»). Показано обогащение взвеси и донных осадков барием, некоторыми сульфид образующими элементами и другими металлами. Изучены минеральные ассоциации гидротермально измененных осадков; установлена температура гидротермальных растворов методами термометрии флюидных включений в гидротермальных минералах и с помощью диаграммы равновесия FeS–ZnS. Выполнено сравнение гидротермальной минерализации поля Troll Wall с хорошо изученными полями, расположенными вблизи Азорской горячей точки Срединно-Атлантического хребта.

Сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН выполняют исследования на активных гидротермальных полях начиная с 1980 г. [1–7], в том числе, и на заполярном участке Срединно-Атлантического хребта (САХ) [4]. Рифтовая зона САХ стала одним из наиболее изученных участков Срединно-океанического хребта, где в течение 17-и лет (начиная с 1991 года) проводились регулярные экспедиции. В ходе 9-и рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» с обитаемыми аппаратами «Мир-1» и «Мир-2» изучено девять активных гидротермальных района на отрезке САХ от 14°45' до 37°30' с.ш. [1–3]. Были выделены и охарактеризованы основные, второстепенные и акцессорные минералы рудопроявлений. Из-за трудностей извлечения со дна горячих проб гидротермальных растворов их параметры нередко

определялись методами термо- и криометрических исследований флюидных включений и с помощью диаграммы равновесия FeS–ZnS сульфидных и сульфатных минералов [7].

Гидротермальные поля САХ на отрезке 14°45'–37°30' с.ш., также связанные с базальтовым вулканизмом, расположены на разных глубинах – от 850 до 3670 м. Температура первичных флюидов колеблется от 363 до 185°С. Установлено, что растворы флюидов полей Лаки Страйк и Менез Гвен отличаются по составу от других гидротермальных полей САХ, расположенных к югу от Азорской горячей точки, более низкой температурой, высокой величиной рН (до 5), меньшей концентрацией Cl, Na, Fe, Li, Cu и обогащением Ba, Zn, Pb, Cs, Rb. Эти особенности обычно связывают с повышенным содержанием перечисленных элементов в исходных базальтах вблизи Азорской горячей точки [6].

Гидротермальное поле Troll Wall (норв. Trollveggen) было обнаружено в 2005 г. [12]. Поле расположено на глубине около 550 м к востоку от осевой зоны низкосрединного хребта Мона вблизи Ян-Майенской горячей точки и приближается к глубинам расположения изученных ранее гидротермальных полей Менез Гвен и Лаки Страйк (37°50'–37°30' с.ш., 850–1700 м), приуроченных к Азорской горячей точке [3]. Детальные исследования геологии, геохимии и биоты гидротермальных районов хребта Мона начались с 2010 г. [11].

В 2017 г. в ходе 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» были выполнены гидрофизические зондирования и отбор проб воды, взвеси и донных осадков в пределах гидротермального поля Troll Wall (71°18' с.ш. и 05°46' з.д.). Для изучения водной толщи использовался зондирующий комплекс SBE9p с CTD-зондом SBE 9+. Пробы донных осадков отбирались с помощью дночерпателя на фланге гидротермального поля и вблизи построек. В задачи нашего исследования входило изучение гидротермальных минеральных ассоциаций поля Troll Wall, установление температуры гидротермальных растворов и проведение сравнительного анализа гидротермальной минерализации этого поля с полями Лаки Страйк и Менез Гвен.

Изучение водной толщи в районе гидротермального поля Troll Wall, связанного с базальтовым вулканизмом, показало, что верхняя граница нейтрального плюма достигала 200–250 м от дна. Очевидно, что источник гидротермального плюма формировал у дна водную массу с характерными свойствами, что проявлялось в повышении температуры (до 0,2°С) и плотности, а также уменьшении солености, концентрации кислорода, и характеризовалась низкой концентрацией взвеси (0,05–0,08 мг/л). Плюм не влиял ни на один из изученных параметров так сильно, как это можно было бы ожидать, сравнивая с другими известными гидротермальными полями САХ [3]. Гидротермальные флюиды поля Troll Wall характеризуются умеренной и низкой концентрацией растворенных метана и водорода и, наоборот,

высокой концентрацией углекислого газа [11]. Тем не менее, согласно нашим данным концентрации метана вблизи дна многократно превышали фоновые значения, характерные для открытого океана. Максимальная концентрация метана (128 нмоль) достигалась в придонном слое воды (от 500 м и глубже). Интенсивное высачивание гидротермальных растворов диффузного типа, а не только поступление из “белых” и “черных” курильщиков – это характерная черта поля Troll Wall, отличающая его от других гидротермальных систем вулканического поля Ян-Майен.

Концентрация микроэлементов во взвеси поля Troll Wall тоже отличалась умеренными значениями в сравнении с известными полями СХХ [3]. Среди изученных элементов наиболее заметно обогащение для Ва, Pb, Cd, Bi и Cu.

Изученные осадки примерно на половину состояли из кремнезема (до 52%) с умеренным содержанием Fe_2O_3 и Fe, MgO и пониженным содержанием Na_2O . Содержание CaO низкое в осадках гидротермального поля и возрастало более чем в 10 раз в “фоновых” осадках. По данным РФА и ИСП-МС, наблюдалось значительное обогащение измененных гидротермальных осадков сульфид образующими элементами: Zn (до 0.3%), Cu (до 0.2%), Pb (0.009%), Mo (до 0.003%), Fe (до 9.3%), S (до 9.8%), а также Ва (до 5.8%), Sr (до 0.1%) и U (до 12%) по сравнению с “фоновыми” осадками. Сопоставление микроэлементного состава исследованных образцов с составом базальтовых стекол показало, что для гидротермального поля Troll Wall характерна следующая ассоциация микроэлементов: Zn, Pb, Sr, Mo, Cu, U. Повышенные концентрации Ni и Cr в “фоновых” осадках объясняются влиянием пород, слагающих о. Ян-Майен и также распространенных в пределах хребта Кольбейнсей [8, 10].

Для изученных нами гидротермальных осадков района Ян-Майенской горячей точки отмечены сходные особенности химического состава с полем Лаки Страйк: ведущая роль в аутигенном минералообразовании принадлежит таким металлам, как Ва, Zn и Pb, а Fe и Cu имеют подчиненное значение. Образование барита, типичного продукта гидротермальной минерализации, обеспечивает высокую концентрацию Ва в осадках.

По результатам изучения сульфидов под сканирующим микроскопом и данным микрозондового рентгеноспектрального анализа выделены следующие минеральные ассоциации (минералы перечислены в порядке от малого их содержания к основному, представляющему ассоциацию): 1) более ранняя – барит-I → сфалерит-I → халькопирит-I → пиритовая-II; 2) более поздняя – халькопирит-II → пирит-III → сфалерит-II → барит-II → марказитовая-I. Стало быть, в донных осадках с гидротермальной минерализацией выделены две устойчивые среднетемпературные минеральные ассоциации: пиритовая и барит-марказитовая. В пробах были обнаружены колломорфные стяжения сульфидов железа, образующихся, как правило, в поверхностных низкотемпературных условиях при избытке

морской воды. С помощью диаграммы равновесия FeS–ZnS [9] установлено, что уменьшение содержания изоморфной примеси Fe от сфалерита-I к сфалериту-II соответствует падению температуры от 290 до 130°C.

При исследовании зональных кристаллов барита в их составе обнаружены первичные включения водно-солевых растворов (тип 1), содержащие газовый пузырек, размером 10–25 об.% объема вакуоли, и водный раствор. Результаты термо- и криометрических исследований более 60-и индивидуальных флюидных включений в барите показали, что в гидротермальном растворе преобладали хлориды Fe, Mg и Na. Температура гомогенизации двухфазовых включений в барите составила 128–260°C, а концентрация солей – 2,6–4,4 мас.%-экв NaCl.

Как видим, получены близкие значения температуры гидротермальных растворов двумя независимыми методами: 1) методом термо- и криометрических исследований газовой-жидких включений в барите – 128–260 °C; 2) методом равновесной диаграммы FeS–ZnS – 130–290 °C, которые близки к данным литературы (таблица).

Анализ параметров гидротермальных флюидов показал, что температура минералообразования на активных гидротермальных полях весьма изменчива (таблица). Такая изменчивость вызвана, сперва-наперво, положением полей на разных гипсометрических уровнях океана, определяющих величину гидростатического давления и температуру растворов [2, 3].

Таблица. Глубина океана и температура первичных гидротермальных растворов САХ по данным авторов и литературы

Поле	Глубина, м	Координаты		Температура первичного флюида, °C	Источник
		с.ш.	з.д.		
Troll Wall	550	71°18'	05°46'	128–290	наши данные [11]
Troll Wall	550	71°18'	05°46'	270	
Менез Гвен	850	37°51'	31°31'	271–284	[3]
Лаки Страйк	1700	37°35'	32°16'	185–324	[3]
Броккен Спур	3300	29°10'	43°10'	360	[3]
Снейк Пит	3460	23°22'	44°57'	345	[3]
ТАГ	3670	26°08'	44°49'	363	[3]

Полученные предварительные результаты изучения геохимии и минеральных ассоциаций донных осадков гидротермального поля Troll Wall, свидетельствуют о закономерном изменении минерального состава гидротермальных полей с глубиной океана, а также о значительном сходстве гидротермальных процессов, протекающих на глубинах океана менее 1700 м (роль гипсометрического контроля [3]). Наши данные свидетельствуют о гидротермальной природе сульфидных и сульфатных минералов поля Troll Wall, а также об их образовании из среднетемпературных флюидов на небольших (~550 м) глубинах САХ. Поле Troll Wall по химическому и минеральному составу донных осадков, а также температуре первичного флюида сопоставимо с полями Лаки Страйк и Менез Гвен.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за полезное обсуждение работы. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М. Геологические исследования с глубоководных аппаратов “Мир”. М.: Научный мир, 2002. 304 с.
2. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
3. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (14–40 °с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
4. Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М., Галкин С.В. и др. Геологические и биологические исследования в северной части хребта Мона (Норвежское море) // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 4. С. 609–616.
5. Демина Л.В., Галкин С.В. Биогеохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 2013. 256 с.
6. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
7. Наумов В.Б., Миронова О.Ф., Прокофьев В.Ю., Леин А.Ю. Исследование флюидных включений в минералах современных подводных гидротермальных построек // *Геохимия*. 1991. № 1. С. 39–45.
8. Elkins L.J., Hamelin C., Blichert-Toft J. et al. North Atlantic hotspot-ridge interaction near Jan Mayen Island // *Geochemical Perspectives Letters*. 2016. V. 2. No. 1. P. 55–67.
9. Kullerud G. The FeS–ZnS system, a geological thermometer // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 1953. V. 32. P. 61–147.
10. Maaløe S., Sørensen I.B., Hertogen J. The trachybasaltic suite of Jan Mayen // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 439–466.
11. Pedersen R.B., Rapp H.T., Thorseth I.H. et al. Discovery of a black smoker vent field and vent fauna at the Arctic Mid-Ocean Ridge // *Nature commun.* 2010. V. 1. P. 126.
12. Pedersen R.B., Thorseth I.H., Hellevang B. et al. Two vent fields discovered at the ultraslow spreading Arctic Ridge System // *Eos Trans. AGU*. 2005. V. 86 (52). Fall Meet. Suppl., Abstract OS21C-01.

We investigated the plume and bottom sediments of the Troll Wall hydrothermal vent field located east of the Mona Ridge axial zone near the Jan Mayen Hot Spot (71°18' N and 05°46' W, sea depth of about 550 m, 68th cruise of RV *Akademik Mstislav Keldysh*). The suspended particulate matter and bottom sediments were enriched by barium, some sulfide-forming elements and other metals. We studied the mineral associations of hydrothermally altered sediments. The temperature of hydrothermal fluids was determined by thermometry of fluid inclusions in hydrothermal minerals and using the FeS–ZnS equilibrium diagram. We compared the hydrothermal mineralization of the Troll Wall vent field with well-studied vent fields located close to the Azores Hot Spot of the Mid-Atlantic Ridge.

Лучшева Л.Н., Коновалов Ю.И., Курносков В.Б.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: lluch@mail.ru)

Роль геохимических барьеров в распределении термоформ ртути в зоне гипергенеза сульфидных руд гидротермальных месторождений хребта Хуан де Фука
Luchsheva L.N., Konovalov Y.I., Kurnosov V.B.

(Geological Institute RAS, Moscow)

The role of geochemical barriers in the distribution of mercury thermoforms in the hypergenesis zone of sulfide ores of hydrothermal deposits of the Juan de Fuca Ridge

Ключевые слова: геохимические барьеры, термоформы ртути, рассолы, сульфидное рудообразование, гемипелагические осадки, срединно-океанические хребты.

Выявлена высокая изменчивость содержания термоформ ртути в осадочной толще, обусловленная геохимическими процессами, протекающими в зоне современного сульфидного рудообразования. Установлена индикаторная роль ртути, связанная с изменением содержания ее термоформ в различных геологических процессах

В данной работе представлены результаты изучения распределения концентраций ртути и ее термоформ в зоне подводного гидротермального сульфидного рудогенеза в Срединной Долине срединно-океанического хребта Хуан де Фука. Изучены образцы осадков из кернов двух скважин (рейс 139 ODP) на участке 858, расположенном над активной гидротермальной системой, в пределах гидротермального поля “Dead Dog” с высоким тепловым потоком и многочисленными источниками с высокой температурой воды (до 276°C). Осадки представлены голоцен-верхнеплейстоценовыми гемипелагическими отложениями и турбидитами [1]. Проведен сравнительный анализ содержания ртути и ее термоформ в кернах рудоносной скважины 858В (h=38 м), расположенной в зоне восходящего гидротермального потока и фоновой скважины 855А (k=332 м), пробуренной за пределами гидротермальной системы.

Рудоносная скв. 858В вскрыла толщу осадков мощностью около 40 м на вершине сульфидного холма, находящегося непосредственно в зоне подъема гидротермального флюида, в 10 м от зоны разгрузки активного вента. В верхнем слое осадков грунтовый зонд WSTP зафиксировал температуру 196°C. Температура извлеченного здесь керна была также высокой, в среднем около 150°C. В этой скважине обнаружены полумассивные сульфидные и богатые сульфидами брекчиевидные отложения, сформированные на небольших глубинах, соответствующих зонам разгрузки активного гидротермального вента.

Уровень содержания валовой ртути в осадках здесь очень высокий (до **3-10 мкг/г**), что в 60-200 раз превышает ее кларк (0.045 мкг/г). Термоформы ртути, выявленные здесь, имеют определенные температурные интервалы выхода при нагревании проб. Они обозначаются как свободная (СВ), хлоридная (ХЛ), физически сорбированная (ФС), химически сорбированная (ХС), сульфидная (СФ) и изоморфная (ИЗ). Интервалы температур выхода термоформ ртути установлены методом термической атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Для СВ формы Hg - (150-160°C), ХЛ - (170-200°C), ФС - (190-290°C), ХС - (250-320°C), СФ - (320-400°C), ИЗ - (400-1000°C) [2, 3, 4].

В скв. 858В сульфидные руды зафиксированы на глубинах 11-12, 32 и 38 м в пределах трех минерализованных слоев, которые были сформированы, очевидно, в разные этапы рудообразования. Рудная минерализация наиболее выражена на глубине 11-12 м в 1-м сульфидном слое с содержанием ртути 10.3 мкг/г. Этот слой обогащен сульфидными элементами (Fe, S, Cu, Zn, Co, Pb, As, Se, Mo, Sb, Ag, Te, Au), а также U. В двух других сульфидных слоях содержание большинства рудных элементов также заметно повышено (особенно Cu и Zn). Содержание ртути в этих слоях понижено (0.24 мкг/г во 2-м слое и 0.51 мкг/г в 3-м слое), что обусловлено, по-видимому, влиянием процессов брекчирования и термометаморфизма (рисунок).

В осадочной толще сульфидного рудогенеза скв. 858В нами выявлены, согласно классификации А.И. Перельмана [5], геохимические барьеры, на которых происходит накопление ртути и ее термоформ: восстановительный сероводородный, восстановительный глеевый, щелочной гидrolитический, сорбционный карбонатный и испарительный.

Восстановительный сероводородный барьер присущ обычно всем осадочным слоям, где происходит формирование сульфидной минерализации с повышенным содержанием рудных элементов. В 1-м и 3-м сульфидных слоях значительно преобладает содержание ИЗ формы ртути (52-64%), что характерно для сульфидного рудообразования [2]. Это позволяет предполагать изолированность данных рудоносных слоев от агрессивного воздействия внешних грунтовых вод. Во 2-м сульфидном слое (гор. 32 м) ИЗ форма, напротив, полностью отсутствует, а доминирующими являются ХС (44%) и СФ (26%) формы ртути. Данный сульфидный слой расположен в пределах брекчированной толщи пород (27-32 м), проницаемой для грунтовых растворов, содержащих морскую воду. Вследствие этого во 2-м сульфидном слое активно протекают, по-видимому, процессы сульфатредукции и образование азотно-щелочных вод, что способствует гидrolитическому выщелачиванию кремния из вмещающих пород [6]. Из этого слоя интенсивно выносятся ряд аниогенных элементов, в частности уран, который накапливается за пределами данного слоя.

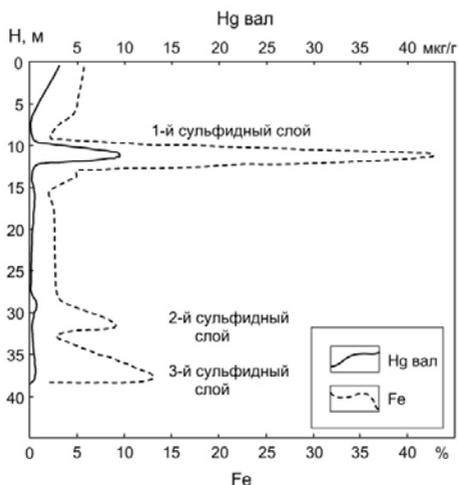


Рисунок. Распределение ртути и железа в разрезе скважины 858В.

Щелочной гидролитический барьер сформирован ниже 2-го сульфидного слоя (гор. 27-29 м) в результате, очевидно, резкого понижения щелочности растворов, просачивающихся из данного слоя. На данном барьере активно осаждаются анионогенные элементы (V, Cr, Zr, Nb, Mo), а также гидроокислы Fe, Ca, Mg и некоторое количество U. В зоне этого барьера резко доминирует СФ форма ртути (60-80%), что может быть обусловлено активным процессом бактериальной сульфатредукции [6].

Восстановительный глеевый геохимический барьер сформирован в зоне контакта щелочных и кислых глеевых вод (гор. 13-18 м). В этой зоне происходит нейтрализация щелочных вод и выпадение в осадок карбонатов ряда элементов (Fe^{2+} , Ca, Mg, Mn, Cu, Zn, Pb), а также активное осаждение урана (до 38 мкг/г). В зоне контакта щелочных вод с кислыми глеевыми водами (15-18 м) доминирует ХС форма ртути (60-62%), формирование которой можно объяснить активным образованием кристаллов карбонатов, а также, отчасти, сульфатов и фосфатов [6]. В кислой среде глеевого барьера происходит интенсивное окремнение пород вследствие полимеризации и коагуляции кремнекислоты вместе с гуминовыми кислотами, источником которых являются азотно-щелочные воды [6]. В зоне данного барьера характерной особенностью термоспектра ртути является значительное увеличение доли ФС формы (28-40%) и ХЛ формы ртути (17-22%). Увеличение содержания данных форм ртути может быть обусловлено активной сорбцией аморфным кремнеземом ФС ртути и избирательным захватом недиссоциированных молекул хлорида ртути.

Сорбционный карбонатный геохимический барьер сформирован в верхней части изученной нами осадочной толщи (гор. 6-9 м) в зоне «железной шляпы», где происходит образование карбонатной толщи и окисление закисного железа, выносимого из 1-го сульфидного слоя. В этой зоне резко доминирует ХС форма ртути (48-65%) за счет кристаллизации карбонатов, а также ИЗ форма (15-35%) за счет высокой интенсивности процессов минералообразования.

Испарительный геохимический барьер сформирован непосредственно у поверхности морского дна (гор. 0.6 м), за счет интенсивного испарения морских вод из осадков. На этом барьере преобладает ХС форма ртути (93%), образующаяся за счет интенсивного испарения морской воды и кристаллизации из нее минералов. В этой зоне зафиксировано повышенное содержание валовой ртути (3.1 мкг/г), а также золота (0.04 мкг/г), что характерно для зон длительного кипения гидротермальных растворов.

Фоновая скв. 858А расположена в районе с пониженным тепловым потоком на расстоянии около 245 м от скв. 858В и в 100 м - от активного вента [1]. В верхнем слое этой скважины температура составляла 92°C. Осадки здесь представляют собой турбидиты с прослоями гемипелагических глин. Химический состав поровых вод осадков аналогичен составу морской воды, что указывает на активное ее проникновение в осадочную толщу [1]. В этой скважине наиболее полно представлены все осадочные толщи, развитые на участке 858. Осадки слабо подвержены гидротермальному изменению, поэтому осадочная толща и ее элементный состав представляют собой «фоновую» стратиграфическую запись особенностей гемипелагического и турбидитного осаждения в данном районе.

Среднее содержание ртути в осадках керна скв. 858А (0.22 мкг/г) в 5.5 раз ниже, чем в керне скв. 858В (1.21 мкг/г). Тем не менее, он почти в 5 раз превышает кларк ртути в осадочных породах. По нашему мнению, основными источниками ртути в осадках этой зоны являются гемипелагические глины, содержащие продукты выветривания гидротермально измененных базальтов, аномально обогащенных ртутью (до 16–23 мкг/г) [7]. Из этих глин ртуть может выщелачиваться агрессивными солевыми растворами в результате взаимодействия «вода-порода».

Установлено, что уровни содержания ртути в осадках фоновой скважины зависят от степени гидротермального изменения пород. В неизмененных осадках (h=0.1–34 м) содержание ртути наиболее высокое (от 0.21 до 0.58 мкг/г). В слабо измененных литифицированных осадках (h=52–256 м) ее среднее содержание составляет 0.21 мкг/г. В значительно измененных окремненных осадках (h=315-331 м) содержание ртути минимальное (0.10 мкг/г), что обусловлено, очевидно, термометаморфизмом осадочных пород.

Корреляционный анализ геохимических данных показал, что ртуть в данном районе имеет самые сильные значимые связи с галогенами (Cl, Br,

J, F) и тесно связанной с ними ассоциацией других элементов (Fe^{3+} , Ca, K, P, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Nb, Ba, Th, U). На основании этого сделан вывод о существенном накоплении ртути преимущественно в ХС, ХЛ, ФС и СВ формах в пластах соленосных отложениях, сформированных, очевидно в разные периоды на испарительном барьере. Поэтому отмеченное ранее чередование слоев осадков с контрастными содержаниями ртути в разрезе осадочного чехла, подобно “слоеному пирогу” [7] является, скорее всего, результатом ее накопления в рассолах и соленосных отложениях.

Проведенные исследования выявили высокую изменчивость содержания концентраций валовой ртути и ее термоформ в зависимости от особенностей природных геохимических процессов, протекающих в настоящее время на геохимических барьерах в зоне современного сульфидного рудообразования и прилегающем фоновом районе участка 858. Это подтверждает высокие индикаторные особенности поведения ртути в геологических процессах, которые обусловлены высокой изменчивостью содержания ее термоформ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davis E.E., Villinger H. Tectonic and thermal structure of the Middle Valley sedimented rift, northern Juan de Fuca Ridge // *Init. Repts. College Station, TX (ODP)*. 1992. V. 139. P. 9–41
2. Таусон В.Л., Зубков В.С., Меньшиков В.И. Формы нахождения ртути в минералах ртутной рудной формации // *Геол. и геофиз.* 1994. Т. 35(1). С. 54–69.
3. Машьянов Н.Р. Ртуть как глобальный загрязнитель. 2015. earth.spbu.ru/netcat_files/userfiles/scientific...Hg_projects-Mashianov.pdf
4. Luchsheva L.N., Konovalov Yu.I., Kurnosov V.B. The thermoforms of the mercury in the sedimentary thickness of the area of hydrothermal rudogenesis (Juan de Fuca Ridge) // *Sciences of Europe*. 2018. V. 3. № 33. P. 18–22. (ISSN3162-2364) Web:http://www.european-science.org/SE_33_3.pdf
5. Перельман А.И. Геохимия и ландшафты. М.: Знание, 1961. 48 с.
6. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 285 с.
7. Курносов В.Б., Лучшева Л.Н., Коновалов Ю.И. Ртуть в осадочном покрове и базальтах фундамента в районе современной гидротермальной активности в Срединной Долине хребта Хуан де Фука // *Литология и полезные ископаемые*. 2018. № 5. С. 397–416.

High variability of the content of mercury thermoforms was revealed depending on the geochemical processes that are currently taking place in the zone of modern formation of sulfide ores in the sedimentary stratum. The indicator role of mercury in various geological processes associated with a change in the content of its thermoforms has been established.

**Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В.,
Иванова Ю.М.**

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
mikhailik@fegi.ru)

**Распределение кобальта в минеральных фазах
железомарганцевых корок С-З Пацифики**

Mikhailik P.E., Mikhailik E.V., Zarubina N.V., Ivanova Yu.M.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Distribution of cobalt in ferromanganese crusts mineral
fraction from the N-W Pacific**

Ключевые слова: железомарганцевые корки, кобальт, фазовый анализ, Тихий океан

В работе рассмотрено распределение кобальта в минеральных фазах кобальт-богатых железомарганцевых корок (КМК) гайотов С-З Пацифики. Показано, что перераспределение кобальта по фазам отражает способность КМК фиксировать вулcano-тектонические активизации в тихоокеанском регионе.

Изучение геологической истории развития подводных гор является важной составляющей в познании эволюции океанической литосферы. Детальное изучение железомарганцевых образований, в частности кобальт-богатых корок (КМК), приуроченных к участкам подводных гор лишенных осадка, показало их уникальную способность фиксировать условия среды в период роста [9]. В Тихом океане на плосковершинных подводных горах (гайотах) установлены вулканические постройки в виде конусов и куполов. Количество наложенных вулканических построек может достигать нескольких десятков и более сотни в пределах одного гайота, а их возраст совпадает с этапами вулcano-тектонических активизаций, выявленных для Тихого океана [2]. Таким образом, формирование вещественного состава КМК могло быть подвержено эндогенному влиянию. В периоды вулcano-тектонической активизации происходит оживление старых и формирование новых разломов. По высокопроницаемым зонам трещиноватости гидротермальные флюиды поднимаются к поверхности дна, и в присутствии природных окислителей происходит осаждение химических элементов. Такой эффект был отмечен при формировании валового состава корок гайота Сет (подводные горы Маркус-Уэйк), который выражается в экстремально высоких концентрациях ртути (до 4120 нг/г) [5], а также корок гайота Детройт (Императорский хребет), в которых были обнаружены пластины гидротермального золота [3]. Преобладание на гайотах среднемиоценовых наложенных вулканических построек [2] свидетельствует о масштабности вулканической деятельности в этот временной интервал и, соответственно, связанной с ней гидротермальной активностью.

В разрезе корок Магеллановых гор выделены четыре слоя – позднепалеоценовый-раннеэоценовый (I-1, антрацитовый), средне-позднеэоценовый (I-2, антрацитовый), миоценовый (II, пористый) и плиоцен-четвертичный (III, буроугольный). При едином минеральном составе разновозрастные слои КМК содержат различное количество микроэлементов. К примеру, средняя концентрация кобальта в слое II КМК Магеллановых гор составляет 0.52%, которая выше чем в слоях I-1 и I-2, 0.41 и 0.32% соответственно. Наибольшая средняя концентрация этого элемента отмечена для слоя III – 0.65% [1]. Максимальное содержание глинистого вещества, разубоживающего рудную часть, заключено в «пористом», а минимальное – в «антрацитовом». Возможная причина такого концентрирования кобальта в КМК рассмотрена в данной работе.

Материал и методы

Материалом для исследования послужили образцы железомарганцевых образований из различных частей с-з Пацифики: а - с гайотов Говорова (Магеллановы горы) и Зубова (Маршалловы острова); б – гайота Сет (подводные горы Маркус-Уэйк); в – гайотов Детройт и Йомей (Императорский хребет); г – глубоководной котловины Дерюгина, хребта Зонне и трога Кашеварова (Охотское море); д – подводного вулкана Беляевского (Японское море).

Изучение минерального состава выполнялось методом порошковой дифрактометрии на дифрактометре Rigaku Mini Flex II. Для определения валового содержания анализируемых элементов были использованы методы гравиметрии, ИСП-АЭС и ИСП-МС. Исследование химических элементов в минеральных фазах КМК проведено методом последовательного селективного выщелачивания (фазовый анализ) [10]. Детально схема этого вида анализа изложена в [4].

Результаты и обсуждение

По минералого-геохимическим параметрам железомарганцевые образования с гайотов Говорова, Зубова, Сет и Детройт относятся к гидрогенному кобальтбогатому (КМК) типу, а рудные образования гайота Йомей представлены обломками КМК. ЖМО глубоководной котловины Дерюгина соответствуют диагенетическим образованиям окраинных морей, а трога Кашеварова и хребта Зонне – гидрогенным. В Японском море развиты гидротермальные разности.

Железомарганцевые образования состоят из четырех минеральных фаз: I - легкорастворимая биогенная (loosely bound); II – марганцевая (Mn oxide); III – железистая (Fe oxyhydroxide); IV - остаточная алюмосиликатная (residual) [8]. По данным корреляционного анализа кобальт в гидрогенных железомарганцевых образованиях является элементом группы марганца и

накапливается за счет его сорбции из морской воды марганцевым оксидом (δMnO_2 – вернадит).

Перераспределение кобальта между марганцевой и железистой фазами в изученных образцах представлено в таблице.

Приведенные данные показывают, что железистая фаза гидрогенных образований гайотов Говорова, Зубова, Сет и Йомей может содержать до 45% от общего количества кобальта в образце. Изучение гидрогенных железомарганцевых корок с подводных гор района Кирибати методом последовательного селективного выщелачивания показали, что 96-98% кобальта заключено в марганцевой фазе ЖМО, а в гидротермальных ЖМО Северо-Фиджийской котловины доля кобальта в железистой фазе составляет 47-55% [10]. Более того, проведенные нами исследования гидротермальных ЖМО Японского моря показывают, что железистая фаза в этих образованиях содержит кобальт до 45% (таб.).

Таблица. Концентрация кобальта в марганцевой (фаза II) и железистой (фаза III) фракциях и их процентное соотношение в ЖМО различного генезиса с-з Пацифики

Тип	фаза II, г/т	фаза III, г/т	Сумма, г/т	фаза II, %	фаза III, %	сумма %
Гидрогенные						
Гайот Говорова, образец 08Д51-1						
слой I-1	2781	700	3520	79,0	19,9	98,9
Слой II	5417	947	6371	85,0	14,9	99,9
Слой III	4502	787	5292	85,1	14,9	99,9
Гайот Зубова, образец 33Д17-1						
слой I-1	1814	920	2845	63,8	32,3	96,1
слой I-2	1547	405	2029	76,2	20,0	96,2
Слой II	3243	2219	5478	59,2	40,5	99,7
Слой III	4093	2756	7068	57,9	39,0	96,9
Гайот Сет, образец В13-2/7-1						
Слой III	3495	1145	4644	75,3	24,7	99,9
Гайот Детройт, образец Д13						
Слой III	3063	138	3208	95,5	4,3	99,8
Слой II	2674	175	2850	93,8	6,0	99,9
Слой II	3294	161	3456	95,3	4,6	99,9
Слой II	3545	151	3701	95,8	4,1	99,9
Гайот Йомей, образец 431-5						
слой II	2291	1986	4392	52,2	45,2	97,4
слой III	2758	1941	4742	58,2	40,9	99,1
Трог Кашеварова, образец SO178-80						
Корка	342	25	370	92,4	6,8	99,2
	767	68	836	91,7	8,1	99,9
	776	30	812	95,6	3,7	99,3

Хребет Зонне, образец SO178-5-4						
Корка	1656	95	1751	94,6	5,3	99,9
	552	28	582	94,8	4,8	99,7
Диагенетические						
Котловина Дерюгина, образец Lv61-5						
Конкрец.	53	7	64	82,8	10,9	93,8
Гидротермальные						
вулкан Беляевского, образец 2069/2						
Корка	102	52	159	64,2	32,7	96,9
	144	71	217	66,4	32,7	99,1
	111	67	179	62,0	37,4	99,4

Кобальт в морской воде в основном присутствует в окисленном виде как Co^{2+} , а также образует ионную пару с Cl^- ($CoCl^+$). [6]. В высокотемпературных растворах (гидротермальный флюид) основная форма нахождения кобальта это $CoCl_4^{2-}$ [7]. Таким образом, при формировании КМК, источником вещества для которых служит придонная морская вода, кобальт будет сорбироваться отрицательно заряженными марганцевыми оксидами. При гидротермальной деятельности придонная морская вода будет обогащаться отрицательно заряженным хлорокомплексом кобальта, и как следствие он будет сорбироваться железистыми оксигидроксидами, имеющими положительный заряд в морской воде. Высокие концентрации кобальта (до 22 371 г/т) были обнаружены в низкотемпературных высокомарганцевых ($Mn > 44\%$) образованиях, сложенных тодорокитом и бёрнесситом, в задуговых системах Валлис (Wallis) и Футуна (Futuna), расположенных на стыке Тихоокеанской и Австралийской плит, в пределах подводной котловины Лау [11].

В период формирования КМК (поздний мел – настоящее время) неоднократно в тихоокеанском регионе были этапы вулканотектонической активизации. Перераспределение кобальта по минеральным фазам, вероятно, отражает низкодебетную гидротермальную деятельность на гайотах, а железомарганцевые корки являются регистраторами этих геологических событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ 18-17-00015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных корок на гайотах Магеллановых гор // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.
2. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М. и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–53.
3. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Самородное золото

- в Fe–Mn корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 13–24.
4. Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Блохин М.Г. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в гидротермально-осадочных железомарганцевых корках Японского моря по результатам фазового анализа // Геология и геофизика. 2017. Т. 56. №8. С. 1465–1472.
 5. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Аномально высокое содержание ртуты в гидrogenных железомарганцевых корках гайота Сет (СЗ Пацифика) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 275–285.
 6. Byrne R.H. Inorganic speciation of dissolved elements in seawater: the influence of pH on concentration ratios // *Geochem. Trans.* 2002. V. 3. No. 2. P. 11–16.
 7. Liu W., Borg S. J., Testemale D. et al. Speciation and thermodynamic properties for cobalt chloride complexes in hydrothermal fluids at 35–440 °C and 600 bar: An in-situ XAS study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 1227–1248.
 8. Koschinsky A., Halbach P. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: genetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5113–5132.
 9. Koschinsky A., Halbach P., Hein J.R. Mangini Ferromanganese crusts as indicators for paleoceanographic events in the NE Atlantic // *Geol Rundsch*. 1996. V. 85. P. 567–576.
 10. Koschinsky A., Hein J.R. Acquisition of elements from seawater by ferromanganese crusts: Solid phase associations and seawater speciation // *Mar. Geol.* 2003. V. 198. P. 331–351.
 11. Pelleter E., Fouquet Y., Etoubleau J. et al. Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 87. P. 126–146.

The distribution of cobalt, in the mineral fractions of the Co-rich manganese crusts (CMC) from N-W Pacific Guyots is considered. It is shown that the concentrations of cobalt in the ferrous fraction, indicate the ability of the CMC to record the rejuvenated volcanism in the N-W Pacific.

Мусатов А.Е.

(ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: alexejmusatov@yandex.ru)

Минеральный и химический состав гидротермальных сульфидных руд полей Зенит-Виктория и Юбилейное (Срединно-Атлантический хребет)

Musatov A.E.

(FSBI «VNIIOkeangeologia», Saint Petersburg)

Mineralogical and chemical composition of the seafloor massive sulfides of ore fields Zenith-Victoria and Jubileinoe (Mid-Atlantic ridge)

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, современная гидротермальная активность, формирование сульфидных руд на дне океана

В гидротермальных полях Зенит-Виктория и Юбилейное (Срединно-Атлантический хребет) исследован вещественный состав сульфидных руд. В результате сравнения минералого-геохимических особенностей руд выделены основные этапы формирования гидротермальных полей.

Изучение вещественного состава глубоководных сульфидных руд позволяет восстановить последовательность процессов формирования рудных объектов на дне океана. Для исследования формирования руд на дне океана были выбраны массивные руды гидротермальных полей Зенит-Виктория и Юбилейное, которые располагаются на противоположных склонах рифтовой долины, что предполагает одинаковые условия формирования руд. Сравнение минерального и химического состава руд двух симметрично расположенных полей позволяет выделить схожие этапы развития гидротермальной деятельности.

Поля Зенит-Виктория и Юбилейное расположены в Атлантическом океане в пределах Российского Разведочного Района в сегменте рифтовой зоны, ограниченной нетрансформными смещениями $19^{\circ}47'$ и $20^{\circ}30'$. Оба поля расположены в привершинной части бортов рифтовой долины на менее крутопадающих участках бортов рифтовой долины на расстоянии примерно 5 км от оси хребта и в 10 км друг от друга. Зенит-Виктория находится на восточном, а поле Юбилейное на западном склоне рифтовой долины (рис.1). Поля пространственно связаны с базальтами. Рудные тела представлены сульфидными холмами [2, 4].

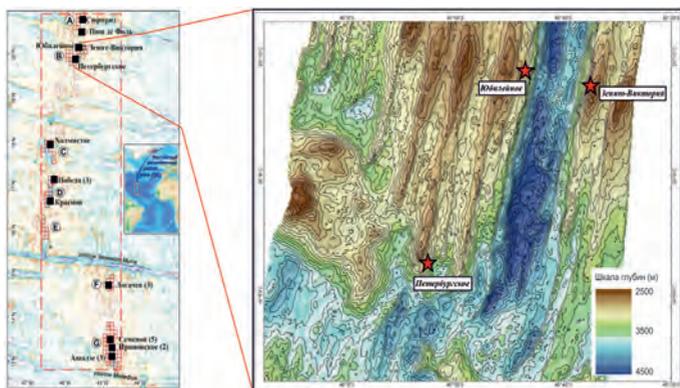


Рисунок 1. Схематическое изображение Российского разведочного района и расположение полей Зенит-Виктория и Юбилейное [1, 7].

Исследуемый материал представлен сульфидными рудами, отобранными в ходе 31, 33 и 35 рейсов НИС «Профессор Логачёв» сотрудниками АО «ПМГРЭ» и ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Минеральный состав руд исследовался методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа и микрозондового рентгеноспектрального анализа. Руды изучались в аншлифах в кол-ве 32 на микроскопе в отражённом свете. Рентгенофазовый анализ (45 пробы) выполнялся в аналитическом ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» на приборе Rigaku MiniFlex II с кобальтовым анодом. Микрозондовые исследования выполнялись в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» на приборе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками (аналитики В.В.Шиловских и Н.А.Власенко). Химический состав руд определялся атомно-абсорбционным анализом в количестве 97 проб в лаборатории отдела литологии и геохимии ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Сульфидные руды поля Зенит-Виктория и поля Юбилейное представлены двумя главными минеральными типами: марказит-пиритовым и пирит-халькопиритовым. Марказит-пиритовый тип разделяется на две разновидности: массивную марказит-пиритовую и кремнённую марказит-пиритовую разновидность. Разновидности различаются количеством кремнистого вещества и структурно-текстурными особенностям. Руды первой разновидности сложены марказит-пиритовыми минеральными агрегатами. В рудах наблюдаются преимущественно гранобластовые, гипидиоморфные, колломорфные и перекристаллизованные минеральные агрегаты. Также наблюдается замещение пирротина пиритом. Вторая разновидность сложена также марказит-пиритовыми агрегатами, но в

отличие от массивной марказит-пиритовой разновидности наблюдается большая доля кремнезёма. Кварц-опаловое вещество цементирует марказит-пиритовые руды. В рудах наблюдаются коллоидные, хорошо ограниченные кубические и фрамбоидальные минеральные агрегаты, а также псевдоморфозы пирита по остаткам кольчатых червей *Alvinella romprejana*?. Доля перекристаллизованного вещества незначительно. Пирит-халькопиритовый тип сложен клиновидным и копьевидным халькопиритом и коллоидным пиритом. В рудах наблюдаются продукты твёрдого распада типа изокубанит-халькопирит.

Руды относятся к двум геохимическим типам: серноколчеданному и медноколчеданному. Средний химический состав руд рассматриваемых полей по основным элементам беднее, чем руд в пределах Срединно-Атлантического океана в целом, не считая кремния в рудах поля Юбилейное. При сравнении химического состава в пределах минеральных типов и разновидностей установлена их схожесть (табл. 1).

Таблица 1. Средний химический состав руд, минеральных типов и разновидностей руд полей Зенит-Виктория и Юбилейное

	Элемент	Fe	S	Zn	Cu	Si	Ag
	Поле	%	%	%	%	%	г/т
Массивная марказит-пиритовая разновидность	Зенит-Вик. n=48	41,5	46,9	1,2	1,4	0,9	23,4
	Юбилейное n=9	39,3	44,4	0,1	1,0	2,71	11,7
Окварцованная марказит-пиритовая разновидность	Зенит-Вик. n=9	30,8	37,7	3,3	0,8	10,2	68,3
	Юбилейное n=20	28,5	34,0	0,6	1,0	14,6	18,3
Пирит-халькопиритовый	Зенит-Вик. n=5	29,2	33,3	0,2	23,0	3,7	13,7
	Юбилейное n=6	34,3	28,7	0,3	23,9	2,0	9,3
Общий состав руд полей	Зенит-Вик. n=62	39,4	44,7	0,7	3,0	2,4	24,3
	Юбилейное n=35	31,4	35,7	0,4	4,4	10,4	15,0
САХ*	n=1061	32,4	36,4	4,3	9,5	3,1	48,4

*- средний химический состав руд полей в пределах Срединно-Атлантического хребта (база данных ВНИИОкеангеология)

Схожий минеральный и химический состав руд полей указывает на одинаковые этапы образования руд [3, 11]. Высокотемпературная

гидротермальная деятельность в пределах полей Зенит-Виктория и Юбилейное началась с образования пирит-ангидрит-пирротиновых руд [11-12]. В ходе дальнейшего наращивания объёма рудной массы рост построек стал происходить за счёт процесса диффузионного просачивания растворов через рудный холм [3, 9]. В ходе диффузии руды подвергались многократной перекристаллизации и привели к образованию массивной марказит-пиритовой разновидности руд, на что указывают несколько генераций пирита и обилие перекристаллизованных минеральных агрегатов в таких рудах, а также обеднённый химический состав [8]. После первого этапа гидротермального рудогенеза следовал перерыв в гидротермальной деятельности [5-6]. После перерыва начался второй этап сульфидообразования. На втором этапе были образованы пирит-халькопиритовые и окварцованные руды. В пирит-халькопиритовых рудах присутствуют структуры твёрдого распада и, следовательно, руды были не подвержены перекристаллизации, так как в случае перекристаллизации такие структуры были бы замещены в ходе последующих гидротермальных волн рудообразования. Во время второго этапа помимо пирит-халькопиритовых руд были образованы руды окварцованной марказит-пиритовой разновидности. Руды образовывались непосредственно при контакте гидротермального флюида с морской водой на поверхности дна океана. Руды также сохранили первичные структуры.

Таким образом, в результате изучения вещественного состава руд полей Зенит-Виктория и Юбилейное выделены два этапа образования руд, которые отличаются друг от друга по минеральному и химическому составу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Черкашёв Г.С. Минеральные ресурсы глубоководных районов Мирового океана: состояние проблемы изучения и освоения // Минеральные ресурсы России. Геологоразведка и сырьевая база. 2018. С. 10–15.
2. Бельтенёв В.Е., Лазарева Л.И., Черкашёв Г.А. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Юбилейное (20°09' с.ш.) и Сюрприз (20°45,4' с.ш.) // Доклады Академии Наук. 2017. Т. 476. № 3. С. 305–310.
3. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем // М.: Научный мир, 2000. С. 304.
4. Шилов В.В., Бельтёнев В.Е., Иванов В.Н. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: «Зенит-Виктория» (20°08' с.ш.) и «Петербургское» (19°52' с.ш.) // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 442. № 3. С. 383–389.
5. Кузнецов В.Ю., Табунс Э.В., Бельтёнев В.Е. и др. 230Th/U хронология формирования глубоководных полиметаллических сульфидов в

- пределах рудного поля «Зенит-Виктория» (20°08 с. ш.) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология и география. 2013. Вып. 4. С. 119–131.
6. Кузнецов В.Ю., Табунс Э.В., Кукса К.А. и др. Хронология развития гидротермальной деятельности в пределах поля “Юбилейное” (Срединно-Атлантический хребет, 20°08 с. ш.) // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 480. № 4. С. 444–448.
 7. Отчёт «ВНИИОкеангеология» о результатах работ по объекту «Создание геологической основы и подготовка материалов к заявке МОМД ООН на выделение России для разведки и промышленного освоения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в районе Срединно-Атлантического хребта» // ФГБУ «ВНИИОкеангеология». отв. исп. Егоров И.В. Санкт-Петербург. 2011 г.
 8. Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic hosted mineralization: a new type of oceanic Cu–Zn–Co–Au volcanogenic massive sulfide deposit // Diversity of submarine hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophys. Monogr. 2010. V. 188. P. 297–320.
 9. Fouquet Y., Henry K., Knott R., Cambou P., Geochemical section of the TAG hydrothermal mound // Proceedings – ocean drilling program scientific results. 1998. V. 158. P. 363–388.
 10. Lalou C., Reyss J.L., Bricquet E. Hydrothermal activity on a 10S-year scale at a slow-spreading ridge, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N // Journal of geophysical research. 1995. V. 100. No. B9. P. 17,855–17,862.
 11. Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off axial structures on the East Pacific Rise near 13°N // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 2. P. 221–249.
 12. Tivey M.K., Olson L.O., Miller V.W., Light R.D. Temperature measurements during initiation and growth of a black smoker chimney // Nature. 1990. V. 346. No. 6279. P. 5–54.

The composition of seafloor massive sulfides within ore fields Zenith-Victoria and Jubileinoe (Mid-Atlantic ridge) were researched. As a result of comparison the mineralogy and geochemistry of SMS deposits two main stages of their formation were identified.

Новиков Г.В., Шульга Н.В., Лобус Н.В., Богданова О.Ю.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: gvnovikov@yandex.ru;)

**Обменные реакции катионов тяжелых металлов
на полиметаллических сульфидных минералах
гидротермальных полей Брокен Спур и ТАГ**

Атлантического океана

Novikov G.V., Shulga N.V., Lobus N.V., Bogdanova O.Yu.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; e-mail: gvnovikov@yandex.ru)

**Exchange reactions of heavy metal cations on polymetallic
sulphide minerals of hydrothermal fields Brocken Spur and
TAG of the Atlantic Ocean**

Ключевые слова: сульфидные минералы, обменные реакции, катионы тяжелых металлов.

Основными сульфидными минералами месторождений Брокен Спур являются: марказит, пиротин в двух модификациях – моноклинный и гексагональный, пирит и сфалерит в виде примесей, присутствующих в вюрците и гетите; месторождения ТАГ – халькопирит, пирит и марказит; в качестве примесей присутствуют ковелин и сфалерит. Содержание Fe в образцах месторождений Брокен Спур и ТАГ составляет 42,63 и 40,38 мас.%. Образец месторождения Брокен Спур обогащен Zn – 9,95 и обеднен Cu – 1,51 мас. %, в образце поля ТАГ содержание Zn и Cu составляет 1,90 и 11,81 мас.% соответственно. Обменная емкость сульфидных отложений в зависимости от их минерального состава увеличивается в следующей последовательности:

поле Брокен Спур: $Co < Ni < Pb < Cd$,

поле ТАГ: $Cd < Co < Ni < Pb$.

Таким образом, низкие значения обменной емкости глубоководных сульфидных отложений гидротермальных месторождений Брокен Спур и ТАГ Срединно-Атлантического хребта позволяют отнести их к природным ионообменникам – адсорбентам.

Массивные гидротермальные полиметаллические сульфидные залежи, широко распространенные вдоль Срединно-Атлантического хребта, рассматриваются как перспективная промышленная руда на медь, цинк, железо. В тоже время в них содержатся также, но в значительно меньших количествах, золото, свинец, серебро, кобальт, никель, кадмий, барий, селен, индий и другие металлы, которые рассматриваются как попутные при переработке сульфидных руд.

Однако с научной точки зрения интересен другой аспект – каков механизм концентрирования, например, катионов тяжелых металлов в сульфидных минералах? Известно, что основным механизмом накопления данных

металлов может считаться их соосаждение с сульфидными минералами из гидротермального раствора при его смешении с океанской водой. Однако возможен и другой механизм – сорбционный, который, во-первых, не связан непосредственно с осаждением сульфидов, во-вторых, может протекать в течение всего времени формирования сульфидных залежей. Именно этому аспекту и была посвящена настоящая работа.

Материалом для исследований послужили два образца гидротермальных образований, отобранных в 2002 году в 47-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” при помощи глубоководных обитаемых аппаратов “Мир-1» и «Мир-2” на гидротермальных полях Брокен Спур и ТАГ Срединно-Атлантического хребта. *Образец 4354-5* отобран на поле Брокен Спур с цоколя у подножья активной постройки Вайт Машрум с глубины 3047 м. Представляет собой макушку гидротермального холма, образованного в зоне разгрузки рудоносного гидротермального раствора, поднимающегося к поверхности дна по многочисленным мелким подводным каналам. Поверхность образца покрыта тонкой пленкой гидроксида железа, что свидетельствует об окончании восстановительного и начале окислительного процесса. Основными минеральными фазами рудных отложений являются сульфиды железа и цинка с небольшой примесью сульфидов меди. *Образец 4342-4* отобран в зоне “черных курильщиков” поля ТАГ с глубины 3618 м. Представляет собой активную гидротермальную трубу высотой 27 см и диаметром 18 см. Состав гидротермального образования преимущественно пирит-халькопиритовый.

Минеральный состав сульфидных отложений. В образце 4354-5 поля Брокен Спур основными минералами являются: марказит (23 %), пирротин (18 %) двух модификаций – моноклинный и гексагональный, пирит (16 %) и сфалери (10 %); в виде примеси присутствуют вюртцит (5 %) и гетит (6 %), обнаруженный на внешней поверхности образца. В образце 4324-4 поля ТАГ из основных минералов резко преобладает халькопирит (53 %), содержание пирита и марказита составляет соответственно 23 и 16 %; в качестве примесей присутствуют ковелин (2 %) и сфалерит (2.5 %).

Химический состав сульфидных отложений. Несмотря на достаточно близкий минеральный состав сульфидных отложений, содержание Fe в образцах 4354-5 поля Брокен Спур и 4324-4 и поля ТАГ близкое – 42.63 и 40.38 масс %. Содержание других рудных металлов – Cu, Zn – резко противоположно. Образец поля Брокен Спур обогащен Zn – 9.95 и обеднен Cu – 1.51 масс. %, тогда как в образце поля ТАГ содержание Zn и Cu составляет соответственно 1.90 и 11.81 масс. %. Содержание *тяжелых* (Ni, Co, Cd, Pb) металлов в этих же образцах также существенно отличается друг от друга. Образец 4354-5 поля Брокен Спур характеризуется низким содержанием (г/т) Ni и Co – 2.0 и 1.4 соответственно, и высоким по Cd и Pb – 255 и 420. В образце 4324-4 поля ТАГ содержание Ni остается таким же

низким – 2.2 г/т, тогда как содержание Со возрастает до 108 г/т, содержание Cd и Pb значительно ниже и составляют 52.4 и 121 г/т соответственно.

Обменные реакции катионов тяжелых металлов. Взаимодействие между фазами приводит к обменным реакциям между катионами сульфидных минералов и катионами тяжелых металлов растворов, в результате которых существенно увеличивается содержание последних в обоих образцах. При этом наблюдается дифференцированное поглощение катионов тяжелых металлов, которое зависит от минерального состава сульфидных отложений. После эксперимента содержание (г/т) катионов тяжелых металлов в образцах 4354-5 поля Брокен Спур и 4324-4 поля ТАГ составляет соответственно: Ni – 1103 и 1256; Со – 655 и 658; Cd – 17930 и 593; Pb – 29878 и 15355. Из полученных данных следует, что катионы Ni²⁺ практически одинаково, а Со²⁺ – одинаково поглощаются обоими образцами, тогда как Cd²⁺ и Pb²⁺ в два и более раз больше концентрируются в образце 4354-5, чем в образце 4324-4. В тоже время, максимальные коэффициенты обогащения наблюдаются по катионам Ni²⁺ в обоих образцах (604 и 568) и по Со²⁺ в образце 4354-5 (483), минимальный коэффициент обогащения среди всех катионов тяжелых металлов также относится к катионам Со²⁺ – 6. Катионы Cd²⁺ и Pb²⁺ занимают промежуточное положение между катионами Ni²⁺ и Со²⁺, коэффициенты обогащения которых одинаковы в образце поля Брокен Спур (70 и 71), а в образце поля ТАГ они различаются между собой на порядок: Cd²⁺ – 11, Pb – 127.

Обменные реакции на сульфидных минералах обоих образцов сопровождаются дифференцированным извлечением из них катионов щелочных и щелочно-земельных металлов. Катионы Mg²⁺ практически полностью извлекаются из них, значительное извлечение характерно для катионов Na⁺ – 85.0-94.7 %, извлечение катионов Ca²⁺ и K⁺ из образца поля ТАГ существенно больше, чем из образца поля Брокен Спур – 86.7 и 57.6 % и 67.7 и 22.6 %, соответственно. Следовательно, катионы щелочных и щелочно-земельных металлов составляют обменный комплекс сульфидных минералов.

Несмотря на значительное увеличение содержания каждого катиона тяжелого металла, обменная емкость сульфидных минералов является низкой. Значения емкости (мг-экв/г) образцов полей Брокен Спур и ТАГ по катионам Ni²⁺ близкие – 0.037 и 0.043, по Со²⁺ одинаковые – 0.022, по Cd²⁺ и Pb²⁺ в образце из поля Брокен Спур они составляют соответственно 0.32 и 0.29, тогда как в образце из поля ТАГ – 0.011 и 0.15. Полученные данные свидетельствуют, что поглощение катионов Со²⁺ и Ni²⁺, скорее всего, не зависит от минерального состава сульфидных залежей, тогда как катионы Cd²⁺ и Pb²⁺ интенсивнее адсорбируются на образце поля Брокен Спур, преобладающими минералами которого являются сульфиды железа – марказит, пирротин и пирит, чем на образце поля ТАГ, основным минералом которого является халькопирит. Обменная емкость сульфидных отложений

в зависимости от их минерального состава возрастает в следующей последовательности:

поле Брокен Спур - марказит, пирротин, пирит: $\text{Co} < \text{Ni} < \text{Pb} < \text{Cd}$,

поле ТАГ – халькопирит, пирит, марказит: $\text{Cd} < \text{Co} < \text{Ni} < \text{Pb}$.

Таким образом, установленные низкие значения обменной емкости глубоководных сульфидных отложений позволяют отнести их к природным ионообменникам – адсорбентам.

Важным этапом исследований было изучение прочности связи адсорбированных катионов тяжелых металлов с основными элементами кристаллической структуры сульфидных минералов, что позволяет, в свою очередь, оценить химическую форму их нахождения в этих минералах. Десорбция поглощенных катионов тяжелых металлов, проводившаяся 1М раствором HCl, сопровождается дифференцированным их извлечением из сульфидных минералов. Извлечение (в %) катионов тяжелых металлов из образца 4354-5 поля Брокен Спур возрастает в следующей последовательности: $\text{Cd} (45.5) < \text{Co} (73.0) < \text{Ni} (88.2) < \text{Pb} (94.0)$, для образца 4324-4 поля ТАГ эта последовательность имеет другой вид: $\text{Pb} (30.3) < \text{Co} (88.0) < \text{Cd} (95.1) < \text{Ni} (98.8)$. Как при адсорбции катионов Ni^{2+} и Co^{2+} на ассоциациях марказит, пирротин, пирит (обр. 4354-5) и марказит халькопирит, пирит, марказит (обр. 4324-4), так и при десорбции их извлечение мало зависит от минерального состава сульфидных отложений, тогда как для адсорбированных катионов Cd^{2+} и Pb^{2+} такая зависимость сохраняется.

Существенной частью проведенных исследований была идентификация минерального состава сульфидных отложений после процессов сорбция-десорбция. Результаты исследований установили, что минеральный состав обоих образцов полностью сохраняется в продуктах обменных реакций и кислотного выщелачивания адсорбированных катионов тяжелых металлов. Это позволяет рассмотреть вопрос об их вхождении в кристаллическую структуру минералов. Несмотря на различия в структурах сульфидов железа, меди и цинка, общим свойством данных минералов является плотная упаковка атомов, а, следовательно, ограниченное количество позиций, куда могут заселяться катионы тяжелых металлов. По мнению В. Онуфриенко [1-4], в структурах пирита, пирротина и халькопирита предполагается наличие трех позиций: изоморфное замещение адсорбированным (примесным) катионом основного катиона (Fe, Cu, Zn) структуры минерала, вакантные катионные и межузловые дефектные позиции.

Сохранение сульфидных минералов в обоих образцах после обменных реакций с участием катионов Ni^{2+} , Co^{2+} , Cd^{2+} и Pb^{2+} указывает, скорее всего, на отсутствие изоморфного замещения ими структурных катионов Fe^{2+} и Cu^{2+} в кристаллической решетке минералов, несмотря на достаточно высокое содержание, например, Cd^{2+} – 1.79 - и Pb^{2+} – 2.79 и 1.54 масс. % – в соответствующих катионных формах образцов. Высокое извлечение

адсорбированных катионов Ni^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} (73-94 % от общего количества) из образца 4354-5 поля Брокен Спур и катионов Co^{2+} , Cd^{2+} и Ni^{2+} (88.0-98.8 %) из образца 4324-4 поля ТАГ свидетельствует, скорее всего, о равноценности двух других позиций – вакантных катионных и межузловых дефектных, в которых наблюдается слабая взаимосвязь между адсорбированными катионами и основными элементами структуры минералов – Fe^{2+} и Cu^{2+} . Следовательно, можно предположить, что основной формой нахождения катионов тяжелых металлов в сульфидных минералах является сорбированная, другой их формой – химически связанная, но в значительно меньшем количестве.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют, что участие катионов тяжелых металлов в обменных реакциях с различными сульфидными минералами играет важную роль наряду с их соосаждением в океанской воде при формировании глубоководных полиметаллических сульфидных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Онуфриенок В.В. Сравнительный анализ распределения примесных атомов в структуре пирротина золотосодержащих руд // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 3. С. 51–57.
2. Онуфриенок В.В. Пирит месторождения «Панимба»: состав, примесные атомы, распределение золота // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 4. С. 78–84.
3. Онуфриенок В.В. Анализ позиций примесных атомов в структуре пирита // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 6. С. 186–193.
4. Онуфриенок В.В. Сравнительный анализ плотности точечных дефектов в структуре халькопирита и содержание золота в породе // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 9. С. 120–127.

The main sulfide minerals of the deposits of the Broken Spur field are: marcasite, pyrotine in two modifications – the monoclinic and hexagonal, pyrite and sphalerite in the form of impurities present in the wurtzite and goethite; field TAG – chalcopyrite, pyrite and marcasite; as the impurities present in kovelin and sphalerite. The Fe content in the samples of the Broken Spur and TAG fields is 42.63 and 40.38 wt %. A sample of the field a Broken Spur of enriched Zn – 9.95 and depleted Cu – 1.51 wt. %, in the sample of the TAG field the content of Zn and Cu is 1.90 and 11.81 wt %, respectively. The exchange capacity of sulphide deposits depending on their mineral composition increases in the following sequence:

field Broken Spur: $Co < Ni < Pb < Cd$,

field TAG: $Cd < Co < Ni < Pb$.

Thus, the low values of the exchange capacity of deep-water sulfide deposits of hydrothermal fields Broken Spur and TAG of the Mid-Atlantic ridge can be attributed to their natural ion exchangers-adsorbents.

Сагалевич А.М.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: sagalev1@yandex.ru)

Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов.

Часть I. Организация исследований и подготовка полигона Sagalevich A.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Methods of conducting geological studies of the ocean with the use of deep manned submersibles. Part I. Organization of the research and preparation of the polygon

Ключевые слова: глубоководные обитаемые аппараты, методики, пилотирование, навигационная привязка, научное оборудование

В настоящей статье рассматриваются методы геологического изучения океана с использованием глубоководных обитаемых аппаратов. Обсуждаются вопросы принципов организации детальных исследований на локальных участках океана, а также методов подготовки полигона.



Рисунок 1. ГОА
«Пайсис»

1. Организация работ с ГОА в океане

Эра глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА) в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН насчитывает более 40 лет. Она началась в 70-е годы, когда Институтом были приобретены в Канаде обитаемые аппараты «Пайсис VII» и «Пайсис XI» (рабочая глубина 2000 м). Исследования озера Байкал в 1977 г., а затем комплекс исследований в различных районах Мирового океана показали высокую эффективность проведения исследований с помощью ГОА с целью детального изучения глубин океана. Эти первые исследования показали, что ни один другой метод не может дать такой детализации и достоверности научных изысканий, какие обеспечивает

применение ГОА [1]. Это связано и с непосредственным участием человека в процессе исследований и с тем, что современные ГОА представляют собой совершенную автономную глубоководную лабораторию, оборудованную всеми необходимыми средствами научных наблюдений: и иллюминаторами, и видео- и фотосистемами высокого разрешения, и инструментами пробоотбора

(манипуляторами, батометрами и т.д.), и набором измерительных датчиков и пр. (рис. 1).

И, конечно, весь комплекс наблюдений с помощью ГОА обеспечивается высокоточной навигационной привязкой с применением систем гидроакустической навигации с длинной и короткой базой, инерциальных систем и др. Учитывая ограниченные возможности ГОА в плане энергообеспечения и покрытия больших расстояний под водой, их применение должно предваряться проведением исследований с борта научно-исследовательских судов с применением средств пробоотбора, буксируемых аппаратов, оборудованных локаторами бокового обзора и акустическими профилографами, измерительных зондов и т.д.

Такой подход дает возможность получить максимальный объем информации, необходимой для планирования подводных маршрутов аппаратов таким образом, чтобы во время погружений они тратили минимум времени для поиска объектов исследований и концентрировались на самих исследованиях. И, конечно, очень важно рациональное использование тех приборов и инструментов, которыми оборудованы ГОА. Это в значительной степени зависит от профессионализма и опыта пилотов ГОА, их знаний геологической обстановки, в которой они работают в каждом конкретном погружении. Разумеется, научное руководство погружением осуществляется подводным наблюдателем-геологом, но именно в связке ученый – пилот отрабатываются основные вопросы методики исследований, которые в результате становятся стандартными. И нельзя забывать, что при разработке методик и отработке основных приемов исследований с помощью ГОА главным вопросом является безопасность, куда входят и спуско-подъемные операции с ГОА, и операции на воде до ухода под воду и после всплытия, и непосредственная работа аппарата под водой. Первые экспедиции с ГОА «Пайсис» на Черном море, на Байкале, а затем в океане в значительной мере были посвящены отработке методик описанных выше операций.

В первых океанических экспедициях мы были поставлены в жесткие рамки использования «Пайсисов» с борта уже готовых судов, не приспособленных для проведения специальных операций с ГОА. Мы были вынуждены установить «Пайсис VII» на НИС «Дмитрий Менделеев», а «Пайсис XI» – на НИС «Академик Курчатов» на одной из верхних палуб. Поэтому при спуске с высокого борта и обратном подъеме на него возможны были раскачивания аппаратов с довольно большой амплитудой (рис. 2). Для смягчения раскачиваний и предотвращения ударов ГОА о борт судна, изготавливались специальные оттяжки и крупногабаритные кранцы. Причем операции спуска и подъема осуществлялись не с помощью специальных кранов, а с применением кран-балок, установленных на верфи в Югославии. При проведении этих операций возникало много трудностей, которые

впоследствии были учтены при проектировании комплекса обслуживания ГОА «Мир» на НИС «Академик Мстислав Келдыш» [2].

Во-первых, аппараты «Мир» были установлены на главной палубе судна – гораздо ниже, чем «Пайсисы», а во-вторых, в Финляндии был спроектирован специальный кран, который опускал аппарат на коротком шкентеле практически до воды, что исключало раскачивание аппарата при спуске и подъеме (рис. 3).



а)

Рисунок 2. Спуско-подъемные операции с ПОА «Пайсис» на борту нис: а) «Дмитрий Менделеев», б) «Академик Мстислав Келдыш».



б)



Рисунок 3. Спуско-подъемные операции с ГОА «Мир»

Кроме того, нами была принята методика проведения спуска и подъема аппаратов с борта судна, а не с кормы. При определенной постановке судна по отношению к волне создается практически штилевая зона около борта, что создает комфортные условия для спуско-подъемных операций в отличие от операций с кормы, которая перемещается вертикально с довольно большой амплитудой в условиях сильного волнения. Такая

методика спуска и подъема аппаратов позволила нам проводить погружения аппаратов «Мир» при большом волнении – до 5–6 баллов.

2. Полигонный метод исследований

Как уже отмечалось, основной задачей применения ГОА является детализация исследований на наиболее интересных с научной точки зрения участках дна. Выбор полигона осуществляется, как правило, на основании данных поисковых исследований [1]. Наиболее эффективным методом таких исследований является применение глубоководных буксируемых аппаратов с комплексом гидроакустического и видео оборудования. В первых экспедициях с ГОА

«Мир» мы работали с буксируемым вблизи дна аппаратом «Звук» (рис. 4), оборудованным локатором бокового обзора и акустическим профилографом. «Звук» проводил гидролокационную съемку поверхности дна перед погружениями ГОА.



Рисунок 4. Глубоководный буксируемый аппарат «Звук».

И это был весьма эффективный метод подготовки полигона, позволявший обозначить детали рельефа, которые были важны для погружений. На рис. 5 приведена запись локатора бокового обзора аппарата «Звук» с обозначенной на ней сульфидной постройкой Мир.

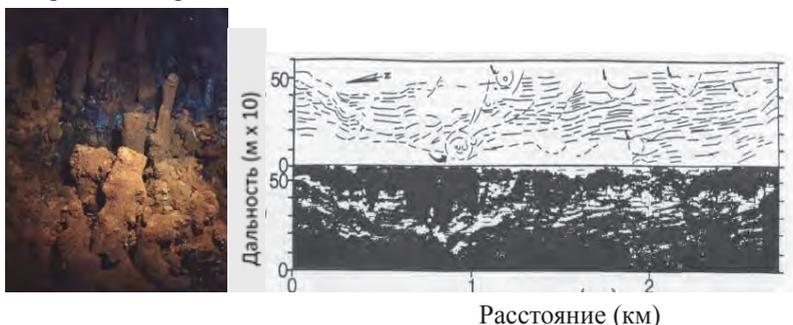


Рисунок 5. Запись локатора бокового обзора аппарата «Звук» с обозначенной на ней сульфидной постройкой Мир.

Эта постройка была детально обследована с помощью ГОА «Мир» (глубина 3600 м). Измерения, выполненные с помощью ГОА «Мир», показали, что это самое крупное гидротермальное поле на дне из известковых в настоящее время. Оно содержит около 10 млн. тонн сульфидных руд. Пробоотбор с борта судна, а также зондирование водной толщи с помощью гидрофизических зондов дают возможность находить аномальные точки на дне, соответствующие активным гидротермальным излияниям, метановым сипам и др. На основании результатов этих поисковых исследований намечается полигон для проведения детального изучения этого участка дна с помощью ГОА. Как правило, это квадрат со стороной от 2 до 4 миль, либо прямоугольник с подобными длинами сторон. Во время поисковых исследований обычно строится батиметрическая карта, на которую наносятся точки постановки донных гидроакустических маяков. Причем, маяки ставятся на наиболее высокие места рельефа с тем, чтобы обеспечить связь с ними из любого места полигона. Опыт наших исследований

показывает, что установки 3-х или 4-х маяков на полигоне со стороной квадрата 3 мили и расстояниями между маяками 2-3 мили вполне достаточно для обеспечения точной навигационной привязки аппарата на всей площади полигона. Система сбора данных ГОА «Мир» работает постоянно в течение всего времени работы аппарата под водой. Она непрерывно записывает данные измерений гидрофизических и гидрохимических датчиков, а также данные гидроакустической системы навигации, т.е. все операции, проводимые пилотом на дне, точно привязаны к данным навигации. На рис. 6 приведена карта гидротермального поля Рейнбоу с нанесенными на ней гидротермальными активными и реликтовыми постройками. Эта карта построена по данным навигации, полученным при работе ГОА «Мир» на дне. Точно также на карте фиксируются точки отбора проб, специально проводимых измерений и другие операции ГОА.

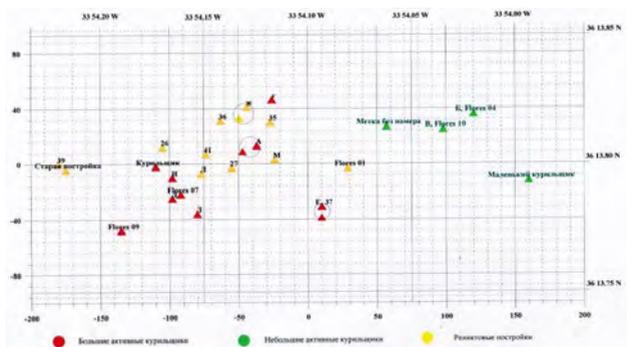


Рисунок 6. Карта-схема гидротермального поля Рейнбоу с нанесенными на ней гидротермальными активными и реликтовыми постройками.

Проведенные исследования подтвердили высокую эффективность разработанной методики. Ее применение позволило сделать ряд важных открытий в геологических исследованиях океана [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сагалевич А.М. Океанология и подводные обитаемые аппараты. Методы исследований / Отв. ред. И.Е. Михальцев. М.: Наука, 1987. 256 с.
2. Сагалевич А.М. Глубина. М.: Научный Мир, 2002. 318 с.
3. Sagalevich A. 30 years' experience of Mir submersibles for ocean operations // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2017. doi: org/10.1016/j.dsr2.2017.08.001.

The methods of geological research of the ocean with deep manned submersibles use are considered in present paper. The questions of principle organization of detail research in local areas of the ocean as well as the methods of the preparation of the polygon are introduced.

Сагалеви́ч А.М.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: sagalev1@yandex.ru)

Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов.

Часть II. Проведение работ с ГОА под водой

Sagalevich A.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Methods of conducting geological studies of the ocean with the use of deep manned submersibles. Part II. Underwater operations with deep manned submersibles

Ключевые слова: глубоководные обитаемые аппараты, методики, пилотирование, навигационная привязка, научное оборудование

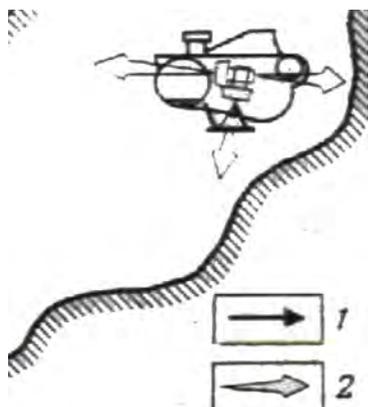
В настоящей статье рассматриваются методы геологического изучения океана с использованием глубоководных обитаемых аппаратов. Рассмотрены вопросы пилотирования подводных аппаратов вблизи дна с использованием научного и навигационного оборудования. Описана роль научных наблюдателей при геологических исследованиях с применением глубоководных обитаемых аппаратов.

1. Пилотирование ГОА при проведении геологических исследований

При пилотировании аппарата вблизи дна следует помнить о трех важнейших факторах: обеспечении безопасности движения аппарата, экономичного режима расходования энергии и эффективного выполнения научной программы с использованием научного оборудования, имеющегося на аппарате.

Очевидно, обеспечение безопасности предполагает пилотирование аппарата на некотором расстоянии от дна (обычно 3–4 метра) так, чтобы видеть все встречающиеся препятствия или посторонние предметы. Кроме того, такая методика, при небольшой скорости движения аппарата, дает возможность приблизиться к донной поверхности с целью проведения отбора образцов, видеозаписи наиболее интересных участков дна или детальных измерений в аномальных точках (выходах термальных вод, черных курильщиках, метановых сипах и т.д.). Аппарат вблизи дна, как правило, работает в нейтральной плавучести, поэтому перемещение по вертикали на единицы метров не требуют большого расхода энергии. Однако, при движении вверх по склону или вблизи вертикальных стенок, наиболее рационально придавать аппарату положительную плавучесть и, медленно всплывая, удерживаться вблизи поверхности дна, подрабатывая движителями вперед или назад (рис. 1).

Такая методика применима и при отборе образцов с вертикальных стенок



и взятии проб флюида из гидротермальных источников, однако в этом случае аппарат должен иметь нейтральную плавучесть (рис. 2).

В ряде случаев при отборе образцов необходимо утяжеление аппарата, в

Рисунок 1. Методика обследования вертикальных стенок при положительной плавучести ПОА. 1, 2 – направления:

1 – движения ПОА, 2 – подработка движителями.

особенности при работе в условиях сильных течений вблизи дна. Однако этот метод требует дополнительных расходов энергии, необходимой для откачки водяного балласта после взятия образца и придания аппарату нейтральной плавучести. Эти тонкости пилотирования знают все опытные пилоты ГОА.

Методика пилотирования неразрывно связана с методами пробоотбора. Основным инструментом пробоотбора является манипулятор. Отбор твердых образцов (коренных, сульфидов и др.) осуществляется непосредственно кистью манипулятора. Для отбора осадочного материала в кисти манипулятора зажимается геологическая трубка длиной 40-50 см, которая втыкается в осадок при вертикальном движении манипулятора.

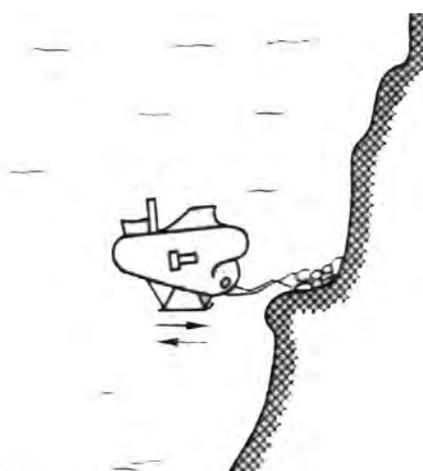


Рисунок 2. Методика взятия образца с вертикальной стенки. Стрелки показывают направление подработки движителями.

Образцы хрупких пород отбираются с помощью сачков, зажимаемых также в кисти манипулятора. Кроме того, в арсенале инструментов, также зажимаемых в кисти манипуляторов, имеются специальные пробоотборники, захлопывающиеся либо автоматически, либо при нажатии кнопки вторым манипулятором. Для отбора мелких образцов, а главным образом, животных,

используются всасывающие пробоотборники, которые обычно имеют пять автоматически смещающихся стаканов объемом 1,5-2 литра, в которые через гибкую трубку длиной около 3 метров и диаметром 10 см засасываются животные, либо мелкие геологические образования. В течение одного погружения может быть отобрано 5 различных проб (по числу стаканов) (рис. 3).

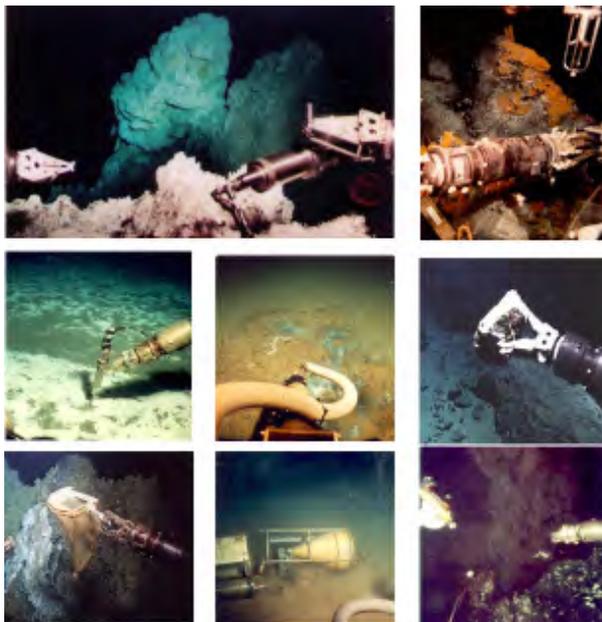


Рисунок 3. Средства пробоотбора с борта ГОА.

1. Роль подводных наблюдателей

Важным вопросом методики исследований является комплектование команды научных наблюдателей ГОА. Многолетний опыт научных исследований с применением ГОА «Пайсис» и «Мир» показывает, что круг подводных наблюдателей должен быть ограничен. Наиболее желательным является организация постоянной группы наблюдателей, так как такой подход обеспечивает наиболее полную отдачу в научном плане от каждого погружения. После нескольких погружений ученый приобретает профессиональный навык работы в ГОА. Эта концепция подтверждена геологическими исследованиями с ГОА «Пайсис» и «Мир» в первых экспедициях, когда группа наблюдателей состояла из крупных ученых-геологов Л.П. Зоненшайна, Ю.А. Богданова, М.И. Кузьмина и А.П. Лисицына. Погружения с их участием происходили с высокой научной эффективностью [1].

Описанные выше операции легли в основу методики, которая принята как стандартная при проведении геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов. По такой методике были проведены исследования на 23 гидротермальных полях Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, на подводных горах и поднятиях, в абиссали в различных районах Мирового океана (рис. 4).

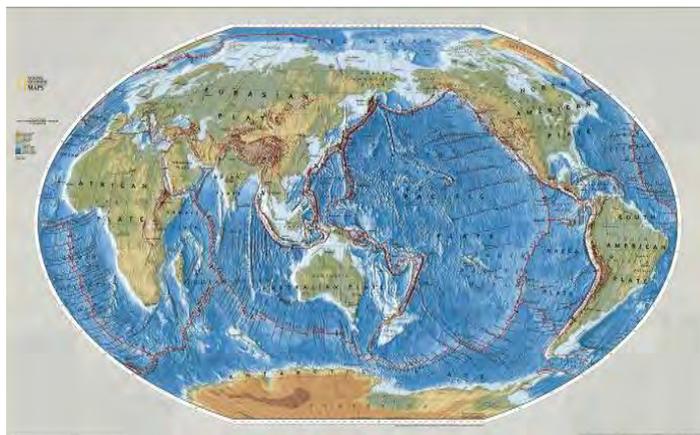


Рисунок 4. Карта-схема, проведенных исследований на 23 гидротермальных полях Мирового океана с помощью ГОА «Пайсис» и «Мир».

Проведенные исследования подтвердили высокую эффективность разработанной методики. Ее применение позволило сделать ряд важных открытий в геологических исследованиях океана [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сагалеви́ч А.М. Значение визуальных наблюдений в глубоководных исследованиях в океане // Природа. 2018. № 8. С. 58–66.
2. Sagalevich A. 30 years' experience of Mir submersibles for ocean operations // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2017. doi. org/10.1016/j.dsr2.2017.08.001.

The methods of geological research of the ocean with deep manned submersibles use are considered in present paper. The questions of the piloting of the submersibles near bottom with the use of scientific and navigation equipment of the submersibles are considered. The role of scientific observers during geological research with the submersibles is described.

Скаковский В.Л., Добрецова И.Г.

(АО Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Санкт-Петербург, Ломоносов, e-mail: skakovski.czech@yandex.ru)

Формирование полиметаллических сульфидных руд в биогенных карбонатных осадках Срединно-Атлантического хребта

Skakovski V.L., Dobretsova I.G.

(SV Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Lomonosov)

Formation of polymetallic sulphide ores in biogenic carbonate sediments at the Mid-Atlantic ridge

Ключевые слова: полиметаллические сульфидные руды, биогенный карбонатный осадок, гидротермальный раствор, кристаллический карбонат, Срединно-Атлантический хребет

Предварительные полевые наблюдения и минералогические исследования показали, что основная масса сульфидных руд на рудных полях Срединно-Атлантического хребта сформировалась при прохождении гидротермальных растворов через рыхлые биогенные карбонатные осадки и не в днище рифтовой долины, а в её бортах, где уже успели накопиться осадки.

В ходе рейсов НИС «Профессор Логачёв» в период с 2009 по 2018 гг. в пределах Российского разведочного района (PPP) на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) на многочисленных станциях опробования были подняты образцы сульфидных руд, кристаллизовавшихся из гидротермальных растворов, прошедших через слой карбонатных осадков. Осадки исследуемого района представлены пелагическими рыхлыми кокколито-фораминиферовыми илами. Мощность осадков от первых сантиметров до первых метров, реже – до первых десятков метров. Структуры рудных построек в осадках отличаются от структур руд, образованных в виде чёрных курильщиков при излиянии гидротермального раствора в придонную толщу воды. Рудные постройки в осадках сохраняют отчетливые следы наложенных изменений, обусловленных взаимодействием между гидротермальным флюидом и карбонатным осадком.

Типы взаимодействия между гидротермальным флюидом и биогенным карбонатным осадком

Tun I

Сфокусированный гидротермальный флюид с достаточно высокой тепловой энергией, проникает в карбонатные осадки на всю их мощность

(сечение флюидного канала более 5 см). В этом случае карбонатное вещество растворяется примерно на две трети. При выходе флюида на поверхность дна происходит интенсивное смешивание гидротермального раствора с остатками карбонатного вещества и морской водой, следствием чего является его резкое охлаждение, повышение pH и кристаллизация растворенных веществ. Вместе с рудными минералами кристаллизуется и растворенный органический карбонат в новых минеральных формах: моногидрокальците и арагоните.

Присутствие кристаллического карбоната в руде является своеобразным индикатором, указывающим на резкую смену кислой среды флюида на более щелочную, что возможно только при смешении его с морской водой уже в верхней части разреза осадочной пачки. Здесь же происходит смена состава гидротерм. Изначально его основу составляют сульфиды железа, кристаллизующиеся в форме пирита и марказита; в подчиненном объеме могут присутствовать сульфиды меди и железа и/или сульфиды цинка, кристаллизующиеся в виде халькопирита, изокубанита, вюртцита и сфалерита, а также кремнистое вещество и барит.

Tun II

Сфокусированный гидротермальный флюид, проникающий в осадок, имеет меньшую температуру и давление, что при малом сечении проникающего канала (менее 5 см) не позволяет ему выйти на поверхность дна. Для этого типа характерны рудные постройки, покрытые слоем литифицированного осадка в форме грибной шляпки. Внешние боковые контакты рудной постройки покрыты бурыми ожелезненными осадками, создающими впечатление окисленной руды. Сульфидные руды свежие, без признаков окисления. В нижней части рудной зоны сульфиды представлены агрегатами одноразмерных шариков, состоящих из мелких кристаллов пирита, марказита и, реже, сульфидов меди.

По мере просачивания гидротермального флюида сквозь осадок, снижения его температуры и насыщенности растворенным карбонатным веществом, происходит смена кристаллических форм отлагаемых сульфидов. В нижней части рудного разреза формируется слой из рудных шариков фораминиферовой размерности, на более высоком уровне сульфиды образуют мелкокристаллическую однородную массу, которая выше сменяется слоем из рудных сульфидов часто дендритовой структуры.

В том случае, когда в растворе флюида содержится кремний, может образоваться тонкая стекловатая полоска железокремниевого состава или агрегаты из кристаллов низкотемпературного кварца и кристаллического карбоната. В самом литифицированном осадке на контакте с рудой возможно появление игольчатого карбоната (арагонита). Кристаллы барита исчезают в верхней части рудного разреза, не достигая границы с литифицированным осадком.

Если в гидротермальном растворе присутствуют сульфиды меди, кристаллизующиеся обычно в форме халькопирита, борнита или изокубанита, то на верхнем контакте рудного столба с литифицированным осадком иногда появляется атакамит.

Tun III

Гидротермальный флюид просачивается в осадок в виде диффузий. Там, где в осадке преобладают фораминиферы с уплощёнными раковинами гидротермальные растворы растекаются горизонтально. В результате формируются слоистые рудные постройки, напоминающие по структуре песчаники и тонкие (толщиной первые мм) рудные слои-пластины.

В третьем типе взаимодействия гидротермального раствора с осадками часто наблюдаются ячеистые структуры.

Tun IV

Гидротермальный флюид проникает в карбонатный осадок в виде серии вертикальных диффузных струй как параллельных друг другу, так и расходящихся веерообразно. Каждая струйка оставляет в осадке вертикальный столбик рудной постройки. Биогенные карбонатные осадки при этом замещаются гидроксидами железа и частично преобразовываются в кристаллически-зернистый карбонат.

Preliminary field observations and mineralogical researches showed that the majority of sulphide ores on the ore fields RPA of the Mid-Atlantic Ridge were created when hydrothermal solutions passed through incoherent biogenic carbonate sediments (BCS) and not in the bottom of the rift valley, but in its sides, where BCS already managed to accumulate.

Судариков С.М.¹, Наркевский Е.В.², Петров В.А.¹

(¹Санкт-Петербургский Горный университет, г. Санкт-Петербург, sergei_sudarikov@mail.ru; ²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург)

Гидрофизическая структура аномалии метана в придонных водах гидротермального кратера Ирина 1, поле Логачев, САХ

Sudarikov S.M.¹, Narkevski E.V.², Petrov V.A.¹

(¹St. Petersburg Mining University, St. Petersburg; ²Polar marine geological expedition, St. Petersburg)

Hydrophysical structure of methane anomaly in the bottom waters of the hydrothermal crater Irina 1, Logachev field, MAR

Ключевые слова: метан, гидротермальный плюм, придонные воды, поле Логачев, САХ

В придонных водах поля Логачев (САХ) зафиксирована аномалия метана в зоне разгрузки гидротермального кратера. Гидрофизическая структура аномального горизонта характеризуется наличием 3-х горизонтов рассеяния которые формируют многослойный плюм. Горизонты рассеяния характеризуются повышенной мутностью и температурой, пониженной соленостью и плотностью.

В 39-м рейсе НИС *Профессор Логачев* впервые получены отечественные данные о формировании аномалий метана в районах субмаринной гидротермальной деятельности. Инструментальные гидрофизические и гидрохимические наблюдения проведены в придонных водах поля Логачев, САХ.

Стандартное CTD зондирование сопровождалось измерением концентраций метана датчиком *Franatech METS methane sensor* с целью детального исследования зафиксированного по гидрофизическим данным многослойного плюма вблизи гидротермального источника Ирина 1. Ранее, детальные фото- и видеонаблюдения в русско-французской экспедиция *SERPENTINE* на НИС *Pourquoipas?* с дистанционно управляемого многофункционального аппарата *ROV Victor 6000* показали, что источник Ирина 1 представляет собой комбинацию «дымящего» кратера и коротких труб черных курильщиков 0,2–1,0 м высотой, окружающих кратер (рис. 1).

Наблюдение за содержанием метана показало, что максимум значений концентрации наблюдается одновременно с появлением отрицательной температурной аномалии придонных вод (рис. 2, 3).

Ниже по разрезу наблюдается уменьшение значений концентрации метана в придонных водах. Полученные данные о заметных различиях в концентрации метана, являющегося «гидротермальной меткой» в относительно холодных и более нагретых слоях придонных вод находятся

в соответствии с принятой «атлантической» моделью формирования гидротермальных плюмов для САХ [2, 3].



Рисунок 1. Гидротермальный кратер Ирина 1, поле Логачев, САХ (экспедиция *SERPENTINE*) [1].
Logachev methane [$\mu\text{mol/l}$]

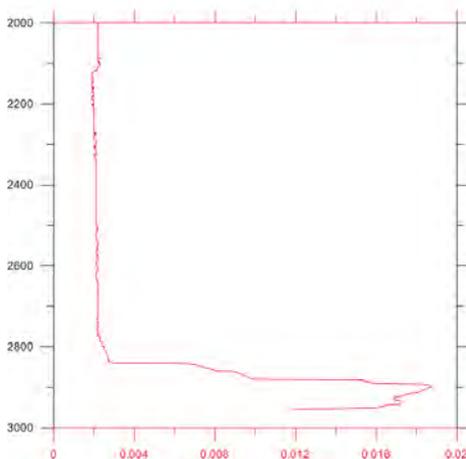


Рисунок 2. Изменение концентрации метана $\mu\text{mol/l}$ (или $\mu\text{mol/l}$) с глубиной

В связи с отмеченными закономерностями представляет интерес выявление аномальных зон распределения физических величин на основании

данных полученных при зондировании и исследование взаимосвязи между их значениями, глубиной, концентрациями метана.

Детальный анализ структуры плюма проводился для нижнего придонного слоя аномальных концентраций метана и гидрофизических аномалий – начиная с глубины 2800 метров и до дна.

Для определения характера взаимосвязи изменений наблюдаемых параметров с глубиной использовались корреляционный и регрессионный анализы. Для всего разреза установлена тесная корреляционная зависимость между температурой и соленостью придонных вод. По гидрофизическим данным в нижнем горизонте придонных вод выделено 3 аномальных слоя, отражающих наличие горизонтов рассеяния которые и формируют тело многослойного плюма (рис. 3).

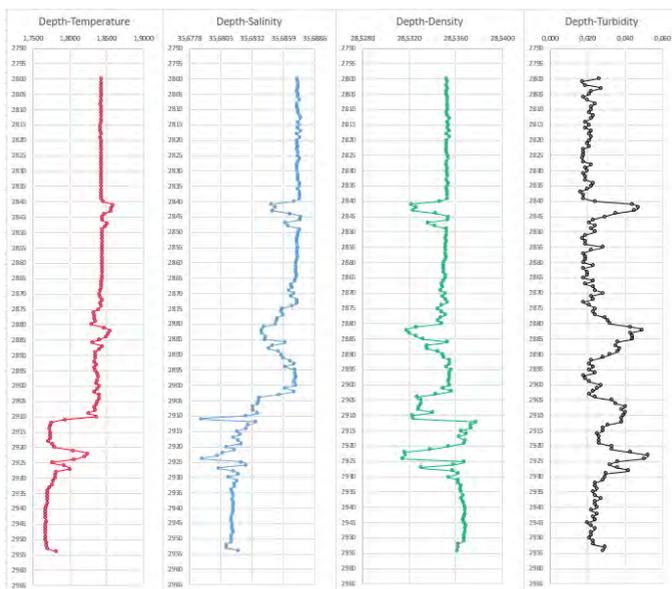


Рисунок 3. Изменение гидрофизических параметров с глубиной. Красным пунктиром обозначены горизонты рассеяния, черным – слой относительно холодных вод.

Выделенные горизонты рассеяния (по-видимому, от разных источников, формирующих зону разгрузки) характеризуются повышенной мутностью и температурой, пониженной соленостью и плотностью. Положительные температурные аномалии на горизонтах рассеяния в нижнем придонном слое свидетельствуют о близости к высокотемпературным курильщикам кратера Ирина 1.

Выше по разрезу на глубине 2700–2800 м на графике CTD наблюдается стадия начала формирования плюма нейтральной плавучести с типичными для гидротермальных плюмов Атлантики параметрами – высокой мутностью и пониженными значениями солености и температуры (рис. 4). Аномалия метана в этой зоне не наблюдается.

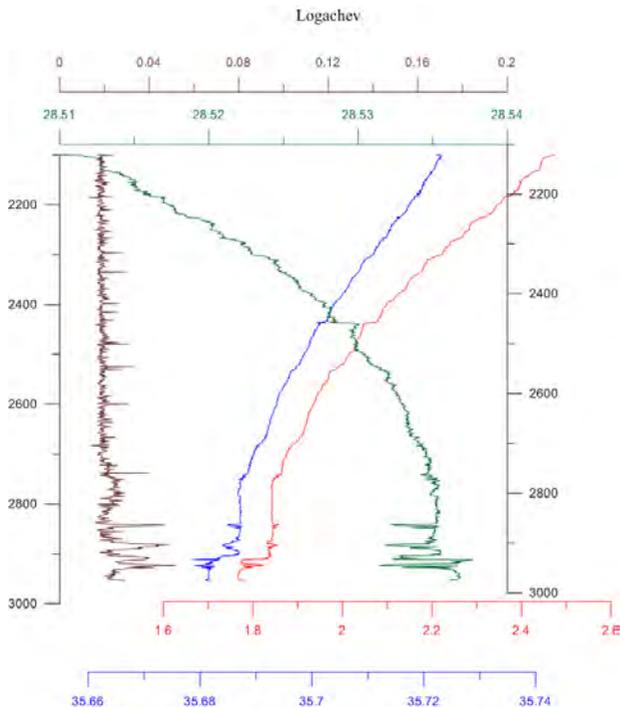


Рисунок 4. График зондирования для глубины от 2 км до дна.

Данные «послойного» корреляционного анализа показали довольно сильную взаимосвязь практически всех компонентов системы для каждого из горизонтов рассеяния и менее тесные связи при их изучении методом наименьших квадратов с нахождением коэффициента аппроксимации.

Для верхнего слоя (2840–2845м) как корреляционный, так и регрессионный анализ показали высокую прямую зависимость между температурой – мутностью и соленостью – плотностью, а также высокие обратные зависимости между температурой – соленостью, температурой – плотностью, соленостью – плотностью и плотностью – мутностью. Данный слой можно охарактеризовать как восходящий, высокотемпературный плюм с минерализацией заметно меньшей, чем у морской воды. Кроме того, начиная с глубины порядка 2840 метров, растворы обогащаются метаном с

0,032 мг/л до 0,112 мг/л. Высокое содержание этого малорастворимого газа может значительно снизить плотность флюида и повысить его плавучесть.

Для второго слоя незначительный спад связи между показателями, однако в целом – зависимости остались прежними. Кроме этого, с глубиной продолжает увеличиваться концентрация метана. При достижении тела плюма она составляет 0,160 мг/л, и, непосредственно в плюме стремительно растет до 0,241 мг/л.

В нижнем слое уменьшается теснота связи температуры с соленостью. Горизонт рассеяния ограничен слоями с пониженными значениями температуры. Гидротермальная струя вблизи устья имеет скорость и дебит достаточные для вовлечения холодных рифтовых вод, что отвечает «атлантической» модели формирования плюмов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J.L. et al. Serpentine Cruise-ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2008. V. 17. P. 15–20.
2. Speer K.G., Rona P.A. A model of an Atlantic and Pacific hydrothermal plume // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94: P. 6213–6220.
3. Корчагин Н.Н., Краснов С.Г., Судариков С.М., Тамбиев С.Б. Особенности термохалинной структуры придонных вод в рифтовых зонах Тихого и Атлантического океанов вблизи гидротермальных источников // *ДАН СССР*. 1990. Т. 311. № 6. С. 1459–1462.

In the bottom waters of the Logachev field (MAR), an anomaly of methane was recorded in the discharge zone of the hydrothermal crater. The hydrophysical structure of the anomalous layer is characterized by the presence of 3 scattering horizons that form a multilayer plume. Scattering horizons are characterized by increased turbidity and temperature, reduced salinity and density.

Юбко В.М., Лыгина Т.И.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru;)

**Вулканическая и гидротермальная активность
внутриплитных районов океанского дна (на примере зоны
Кларион-Клиппертон Тихого океана)**

Yubko V.M., Lygina T.I.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**Volcanic and hydrothermal activity of intraplate areas of the
ocean floor (on the example of the Clarion-Clipperton zone of
the Pacific Ocean)**

Ключевые слова: вулканическая, гидротермальная и тектоническая активность, зона Кларион-Клиппертон, Тихий океан

Изучены и охарактеризованы многочисленные проявления внутриплитной вулканотектонической и гидротермальной активности в центральной части зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана.

В связи с беспрецедентной детализацией геологических исследований зоны Кларион-Клиппертон (ЗКК) Тихого океана, обусловленной усилиями ряда стран, а также государственных и частных компаний, направленными на выполнение их обязательств перед Международным органом по морскому дну (МОМД) по разведке 15 локализованных в этой зоне месторождений ЖМК [1], перманентно продолжают накапливаться фиксируемые еще с 80-х годов прошлого века признаки относительно широкого проявления здесь активной внутриплитной вулканической [2, 3] и флюидогенно-гидротермальной деятельности [4-8]. В частности, в процессе осуществляемых Государственным научным центром «Южморгеология» геологических исследований Российского разведочного района ЖМК (РРР-ЖМК) площадью 75 тыс. км², расположенного в центральной части ЗКК, в числе таких признаков установлены продукты излияния на поверхность дна и внедрения в осадочный чехол относительно молодых базальтовых лав, а также явные следы воздействия на образования осадочного чехла гидротермально-метасоматических и флюидогенных процессов.

Производные поверхностных базальтовых излияний морфологически представлены преимущественно небольшими (5 - 15 км в поперечнике), нередко увенчанными кальдерами вулканическими постройками центрального типа превышением в сотни метров (редко до 1,5 км). Постройки чаще встречаются индивидуально, но иногда они комбинируются в линейные группы, образуя многовершинные массивы (рис. 1).

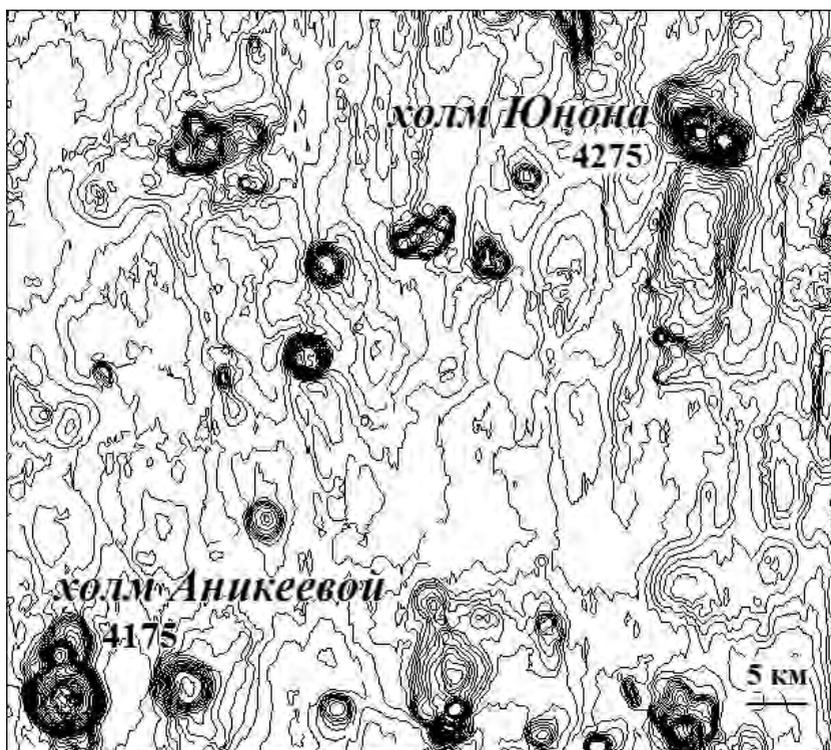


Рисунок 1. Вулканические постройки на участке PPP-ЖМК площадью 4250 км²

По характеру взаимоотношений с осадочным чехлом диагностируются 2 типа построек: относительно более древние, перекрытые им, и относительно более молодые, лишенные его. По данным определения абсолютного возраста базальтов, постройки первого типа формировались одновременно с фундаментом (42–39 млн. лет назад), а второго – преимущественно в период среднего миоцена (15–10 млн. лет назад). Представление о масштабах распространения проявлений внутриплитного вулканизма на площади ЗКК дает факт обнаружения на одном из участков PPP-ЖМК площадью 4250 км² 36 конусообразных построек высотой от 100 до 700 м (рис. 1). Если же учесть в этом контексте субвулканическую форму проявления внутриплитного вулканизма, результаты окажутся еще более впечатляющими.

Морфологически наиболее яркие из этих проявлений представлены куполовидными штоками базальтов, внедренными в толщу осадочного чехла. Как правило, результатом таких внедрений является деструкционное воздействие на осадочный покров, приводящее к появлению в его структуре

эрозионных воронкообразных впадин с куполами штоков в центре. В примерах однозначной диагностики субвулканических штоков данные определения их абсолютного возраста свидетельствуют о том, что их формирование также происходило в период среднего миоцена [8].

Примечательно, что данный период ознаменован не только повышенной активностью вулканизма, но и структурной перестройкой дна, а также достаточно продолжительным перерывом в осадконакоплении и интенсивной эрозией ранеенакопленных отложений. В результате этих процессов в строении доплиоценовой части разреза осадочного чехла возникли многочисленные разрывные и пликативные деформации, а также эрозионные элементы типа долиноподобных врезов. Что касается перерыва в осадконакоплении, то в структуре осадочного чехла он маркирован легко диагностируемой на разрезах высокочастотного акустического профилографа границей углового и стратиграфического несогласия, выше которой покровно залегают плиоцен-четвертичные отложения.

К числу убедительных свидетельств достаточно высокой интенсивности гидротермально-метасоматических процессов и флюидогенной активности ЗКК в период со среднего миоцена по настоящее время относятся примеры обнаружения здесь таких образований как: густовкрапленные до массивных сульфиды, развитые по субвулканическим телам базальтов [4, 5], сохранившие первичную планктоногенную структуру литифицированные кремнеподобные (рис. 2) и рудные (в ядрах ЖМК [9]) образования, сформировавшиеся путем метасоматического преобразования донных отложений, а также собственно гидротермально-осадочные образования: металлоносные илы [5] и нонтронитовые глины [8].

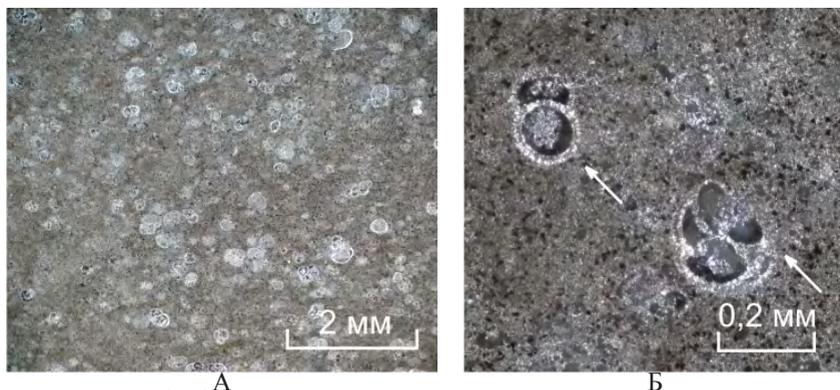


Рисунок 2. Кремнеподобные гидротермально-метасоматические образования (микрофотография образца 8600Д): А – типовая планктоногенная микроструктура; Б – пример псевдоморфоз опала по раковинам фораминифер.

Наряду с расширением числа косвенных свидетельств недавней реализации флюидогенной деятельности, приводящей к формированию в осадочном чехле трубчатых каналов диаметром до полуметра и более (рис. 3), заполненных нерудными и рудными продуктами разгрузки гидротерм [8], в последние годы установлены эффекты, которые могут быть расценены в качестве прямых указаний на то, что проявления такой деятельности имеют место и в настоящее время. Прежде всего речь идет о низкотемпературной гидротермальной деятельности, связанной с циркуляцией океанских вод по типу рециклинга в районах подводных гор, субвулканических внедрений и разрывных нарушений [6, 8].

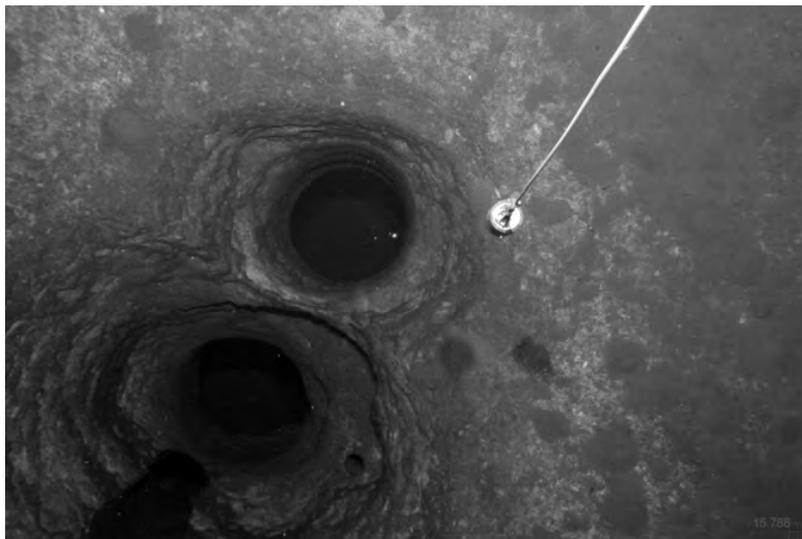


Рисунок 3. Трубчатые каналы в слоистых карбонатных породах (донный фотоснимок участка дна площадью 3 м² у 13°00′ с.ш., 134°36,5′ з.д.).

Глубина дна 4779 м. Диаметр груза-разведчика – 10 см.

Материалы фотосъемки 2018 года

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов №№ 19/01/101-32, 25/01/101-5, 14/18/1800-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юбко В.М. Современное состояние проблемы промышленного освоения железомарганцевых руд Мирового океана // Мировой океан. Т. 3. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 498–503.

2. Gardner J.V., Dean W.E., Blakely R.J. Shimada Seamount: an example of recent mid-plate volcanism // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. V. 95. № 7. P. 855–862.
3. Юбко В.М. Магматические образования северной приэкваториальной области Северо-Восточной котловины (Тихий океан) // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик, НИПИОкеангеофизика, 1988. С. 26–35.
4. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // *Советская геология.* 1990. № 12. С. 72–80.
5. Юбко В.М., Горелик И.М., Братанов А.А. Металлоносные осадки и рудопроявления сульфидов зоны Кларион-Клиппертон // *Геохимические исследования океанических железомарганцевых конкреций и вмещающих осадков.* Геленджик: НПО Южморгеология, 1992. С. 53–56.
6. Moore T.C., Jr., Mitchell N.C., Lyle M. et al. Hydrothermal pits in the biogenic sediments of the equatorial Pacific Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. Q03015. doi:10.1029/2006GC001501
7. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // *Природа.* 2010. № 5. С. 36–45.
8. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // *Доклады Академии Наук.* 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.
9. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Юбко В.М., Шувалов Ю.В. Железомарганцевые корки гайотов и конкреции батиаля – проблемы определения условий их формирования. М, «Эслан», 2009. 125 с.

Numerous manifestations of intraplate volcanic-tectonic and hydrothermal activity in the central part of the Clarion-Clipperton zone of the Pacific Ocean have been studied and characterized.

Ярошук Е.И.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: e.yaroshchuk@poi.dvo..ru)

Марганцево-железо-кремнистые корки Центральной котловины Японского моря

Yaroshchuk E.I.

(P'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch RAS, Vladivostok)

Manganese-ferro-siliceous crusts from the Central basin of the Sea of Japan

Ключевые слова: гидротермальные образования, марганцево-железо-кремнистые корки, Fe-силикаты, подводные вулканы, Японское море.

Приводятся данные о строении и химическом составе маломощных рудных корок, впервые поднятых при драгировании возвышенности Шевалдина и горы Петра Великого (Японское море). По химическому составу корки относятся к марганцево-железо-кремнистым. Результаты химического анализа и образование рудных корок на склонах подводных вулканов позволяют отнести их к гидротермально-осадочным образованиям.

Центральная (Японская) котловина является самой большой и глубокой в Японском море. Она протягивается в северо-восточном направлении до 900 км, при средней ширине 250 км. Максимальная глубина - 3669 м. Поверхность дна котловины ровная с отдельными вулканическими возвышенностями. При драгировании привершинных частей большинства этих структур совместно с вулканитами часто поднимали железомарганцевые корки. В 2013 и 2014 годах в экспедициях ТОИ ДВО РАН (64 и 68 рейсы НИС «Академик М.А. Лаврентьев») впервые были подняты рудные корки на возвышенности Шевалдина и горе Петра Великого. Результаты исследования этих корок приведены в данной работе.

Отобранные образцы рудных корок представляют собой черные, иногда буроватые, рыхлые, редко более плотные образования толщиной примерно 1 см. Все образцы были изучены под бинокляром. Оказалось, что рудные корки обеих возвышенностей представляют собой мелкие обломки глинистого вещества (железистых силикатов) бурого или зеленоватого цветов, сцементированных железомарганцевыми гидроокислами (рис.).

Согласно данным химический анализа рудные корки возв. Шевалдина (обр. LV68-2-1, обр. LV68-2-2) относятся к железокремнистым (Fe/Si – 1.34 и 1.46; Mn/Si – 0.01 и 0.07), а горы Петра Великого (обр. LV64-7) – к кремнисто-железомарганцевым (Fe/Si – 0.70, Mn/Si – 3.19). В первом случае модули меняются: Mn/Fe от 0.007 до 0.046, (Mn+Fe)/Ti от 10071 до 21443 и Al/(Al+Mn+Fe) от 0,0004 до 0,0007, а во втором - 4.56, 1536 и 0,017 соответственно.

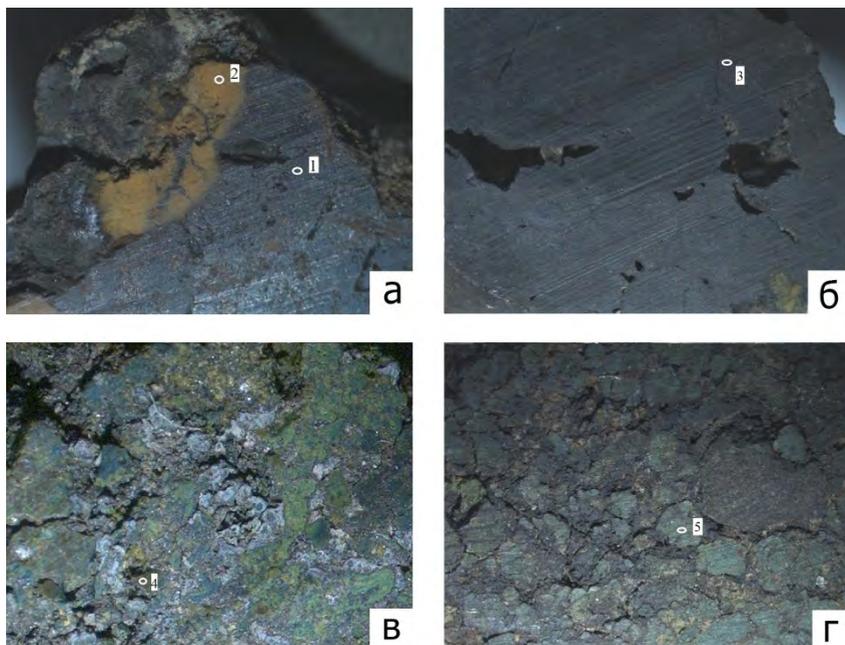


Рисунок. Образцы рудных корок возвышенности Шевалдина (а-в) и горы Петра Великого (г).

Для гидрогенных железомарганцевых образований значения титанового модуля находятся в пределах от 25 до 60, а в гидротермальных – выше 100 [1]. Значения алюминиевого модуля менее 0.4 указывает на содержание в осадке эксгаллятивной компоненты [2].

Содержание микроэлементов во всех образцах незначительно. Сумма Ni, Co, Cu для образца с г. Петра Великого равна 200 г/т, причем наибольшую часть этой суммы составляет Ni – 169 г/т. Для образцов в. Шевалдина эта сумма примерно в два раза ниже, изменяется от 90 до 119 г/т. Кроме никеля, в корках горы Петра Великого отмечается значительно более высокое содержание цинка, молибдена, бария, стронция, лития и РЗЭ.

При нанесении данных на классическую треугольную диаграмму Fe–Mn–(Ni+Co+Cu)·10, разделяющую железо-марганцевые образования на гидрогенные и гидротермальные, выявляется, что они размещаются в основании диаграммы, что, согласно Бонатти [3], характеризует существенно гидротермальный источник вещества, участвовавшего в железомарганцевом рудообразовании на подводных возвышенностях Центральной котловины Японского моря.

Для выяснения возможных источников металлов в гидротермальных железомарганцевых корках Идзу-Бонинской дуги, Дж. Хайн с соавторами [4] предложили использовать тройную диаграмму Cu+Zn–Mo–Ni+Cr.

Вулканические постройки Центральной котловины сформированы, в основном, базальтами окраинно-морского типа, для которых так же, как для ультраосновных пород Идзу-Бонинской дуги, характерны высокие содержания хрома, никеля, кобальта [5]. Следовательно, тройная диаграмма Cu+Zn–Mo–Ni+Cr, разработанная Дж. Хайном с соавторами, применима для рудных корок Японского моря. На тройной диаграмме полученные данные занимают область, что указывает на то, что основным источником металлов могли служить сульфиды, отложившиеся из гидротермальных растворов на более низких горизонтах [10].

Распределение РЗЭ, нормализованных на хондрит, сравним с распределением их в базальтах Японского моря [6]. Вероятнее всего, источником этих элементов также являются подстилающие базальты.

Изучение химического состава отдельных минеральных агрегатов показало, что наибольшие содержания Mn – 23,84 и 39,36% отмечается в цементе от темно-серого до черного цвета в образцах возв. Шевалдина (табл., рис. а, рис. б). Темно-коричневый обломок с прожилками марганца (табл., рис. а) имеет высокое содержание Fe – 30,22% при относительно невысоких Mn и Si – 9,47 и 8,59% соответственно. В зернах зеленого цвета в образцах обеих возвышенностей содержание Fe варьирует от 19,8% до 18,7%, Mn – от 12,61 до 6,04 % и Si – от 11,7 до 18 % соответственно (табл., рис. в, рис. г). Следует заметить, что область точечного анализа превышает размер зерен, и поэтому захватывается окружающая матрица.

Рудные корки, поднятые при драгировании возв. Шевалдина и горы Петра Великого сформировались в результате цементации железомарганцевыми гидроокислами мелких кусочков глинистых минералов железокремнистого состава. Образование их произошло в позднем кайнозое, т.к. одновременно с ними были подняты отложения позднемiocен-плейстоценового возраста (гора Петра Великого). Значения геохимических модулей, титанового и алюминиевого, указывает на значительное содержание в рудных отложениях эксгалитивной компоненты. Расположение фигуративных точек валового химического состава в основании треугольной диаграммы Бонатти также подтверждают их гидротермальное происхождение.

Источником рудного вещества являются поствулканические газогидротермальные растворы, циркулирующие по трещинам в вулканических породах. Первичными были отложения железистых силикатов, которые при диффузном просачивании более низкотемпературных марганцевых растворов были раздроблены и сцементированы железомарганцевыми гидроокислами. Аналогичные отложения были изучены на возвышенности

Первенца [7]. Таким образом, этот процесс носит не единичный характер, а встречается довольно часто.

Таблица. Результаты точечного анализа образцов рудных корок
возвышенности Шевалдина и горы Петра Великого
(Mn-K - в %, Ni-Rb - в г/т)

Элемент	в. Шевалдина				г. Петра Великого
	1	2	3	4	5
Fe	22.02	30.22	19.75	2.15	18.68
Mn	23.84	9.47	12.61	39.36	6.04
Si	5.07	8.59	11.72	3.68	18.03
Ti	0.19	0.10	н.о.	0.12	0.12
Al	0.24	1.32	0.49	0.97	0.20
Mg	н.о.	2.39	1.94	н.о.	1.65
Ca	0.21	0.20	0.31	0.50	0.99
K	0.99	1.09	1.90	0.90	1.97
Ni	51.93	н.о.	185.12	283.38	110.89
Zn	46.88	103.01	87.01	108.97	425.88
Pb	103.23	226.32	81.58	218.42	47.90
Mo	158.00	64.31	115.05	328.23	46.79
W	237.75	86.07	н.о.	144.82	59.28
V	1255.78	328.56	н.о.	851.94	141.34
Sr	504.63	205.53	101.88	401.41	154.46
Rb	37.08	60.74	91.80	18.53	98.97

Цифрами 1,2 3,4,5 обозначены области попадания рентгеновского луча в образцах рудных корок, фотографии которых приведены на рисунке. Н.о. – элемент не обнаружен. Место анализа указано на рисунке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты западной Пацифики и их рудоносность / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М: Наука, 1995. 368 с.
2. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148–243.
3. Bonatti E., Honnorez J., Joensuu O., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron manganese deposits // Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor / Ed. Horn D.R. Washington DC.: National Science Foundation, 1972.
4. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E. et al. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B08S14. doi 10.1029/2007JB005432.
5. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
6. Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П. и др. Геологическое строение подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 189–198.

7. Астахова Н.В. Лопатников Е.А., Можеровский А.В., Ярощук Е.И. Гидротермальные образования возвышенности Первенца (Японское море) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 29–39.

The data are given on the structure and chemical composition of low-power crusts of the seamount Shevaldin and of the Peter the Great Seamount (the Sea of Japan). By chemical composition, the crusts are manganese-ferro-siliceous. The changes in the content of the main elements Mn, Fe, Si are associated with the number of inclusions of brown pieces of Fe-silicates. The results of the chemical analysis and the formation of the ore crusts on the slopes of underwater volcanoes can be attributed to the hydrothermal sedimentary formations.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. П.Л. БЕЗРУКОВА «ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ И МИНЕРАЛОГИЯ
ОКЕАНОВ И МОРЕЙ»**

**P.L. BEZRUKOV MEMORIAL
SYMPOSIUM “MINERAL RESOURCES
AND MINERALOGY OF THE SEAS AND
OCEANS”**

Бережная Е.Д.¹, Дубинин А.В.¹, Золигина Е.Н.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: evgeniya.berezhnaya@gmail.com, ²Российский химико-технологический университет имени Д. И. Менделеева)

Формы платиноидов в железомарганцевых корках

Атлантического океана

Berezhnaya E.D.¹, Dubinin A.V.¹, Zologina E.N.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²D. Mendeleev University of Chemical Technology of Russia)

PGE species in ferromanganese crusts of the Atlantic Ocean

Ключевые слова: железомарганцевые корки, платина, элементы группы платины, вытяжки

Рассмотрены формы платины в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого и Атлантического океанов. На основании проведенных экспериментов показано, что солянокислая вытяжка (4М) не извлекает металлические платиноиды. Применение вытяжки к исследованию форм элементов группы платины в природных образцах корок и конкреции не показало наличия заметных количеств самородных платиноидов.

В железомарганцевых корках и конкрециях элементы группы платины накапливаются относительно их содержаний в морской воде и земной коре. Вопрос о механизме их поступления и формах остается дискуссионным. Зачастую это связано с различиями в используемых методах исследования. Так, например, данные микрозондового анализа обнаруживают вхождение платины и платиноидов в состав железомарганцевых корок в виде зерен самородных металлов и интерметаллидов [1–4]. По данным химического анализа и масс-спектрометрии с лазерной абляцией, платина и другие платиноиды распределены равномерно, и вероятно находятся в фазе вернадита [5, 6]. Экспериментальные данные подтверждают окисление Pt²⁺ до Pt⁴⁺ на MnO₂ [7]. Низкие содержания платиноидов в железомарганцевых образованиях являются заметным препятствием для исследования их форм.

Кислые вытяжки широко применяются для изучения форм нахождения элементов в составе железомарганцевых руд океана [8–10]. Для исследования форм платиноидов в железомарганцевых корках мы использовали солянокислую вытяжку. Ее концентрация была подобрана таким образом, чтобы селективно растворять оксигидроксидную фазу корок, практически не затрагивая алюмосиликатную. Более того, платиноиды должны быть устойчивыми в растворе вытяжки и в форме, подходящей для последующего сорбционного концентрирования. Этим требованиям полностью отвечает солянокислая вытяжка [11]. Условия проведения выщелачивания были подобраны, используя международный стандартный образец NOD-P-1:

концентрация соляной кислоты варьировала от 2 до 6 моль/л, отношение жидкость/твердое менялось от 100/1 до 400/1. В результате во всех экспериментах использовалось отношение жидкость/твердое 200/1 и концентрация 4М HCl. Навески образцов железомарганцевых корок составляли 200 мг, время воздействия – 4 часа. Раствор отфильтровывали через стеклянные фильтры с размером пор 0.7 мкм. Концентрирование и последующее определение платиноидов в фильтрате проводили согласно методике [12].

Соляная кислота не растворяет металлическую платину, но в результате ее взаимодействия с оксидом марганца выделяется хлор, в присутствии которого платина способна окисляться. Для изучения поведения платины в используемой вытяжке были проведены эксперименты по определению устойчивости металлической платины к растворению соляной кислотой в присутствии оксигидроксидов марганца и железа. В 2 образца железомарганцевой корки (ст. 2188 с низким содержанием платины [6]) были добавлены 40 и 60 мкг особо чистой металлической платины с чешуйками размерностью от 8 до 30 мкм. Выщелачивание выполнялось 4М HCl в течение 4 часов при температуре $22 \pm 1^\circ\text{C}$ и соотношении жидкость/твердое 200/1. Твердый остаток получали после центрифугирования и фильтрования через стеклянные фильтры. Осадок обрабатывался смесью концентрированных соляной и азотной кислот (3:1). Результаты показали, что металлическая платина не растворяется в вытяжке и количественно определяется в твердом остатке. Это утверждение можно распространить и на остальные элементы группы платины (Ru, Pd, Ir), так как они более устойчивы к действию минеральных кислот [13].

Для исследования форм платиноидов были отобраны железомарганцевые корки южной части Атлантического океана (Срединно-Атлантический хребет и Ангольская котловина). Ранее было показано, что нижняя часть железомарганцевых корок станций 2176 и 2179 обогащена платиной относительно их верхней части [14]. Обе корки имеют следы поставки гидротермального материала. Доли элементов, полученные в вытяжках, показаны на рисунке. Для сравнения были определены формы платиноидов из стандартных образцах железомарганцевой корки СДО-7 и железомарганцевой конкреции NOD-P-1.

В результате было показано, что в вытяжку переходит рудная фаза конкреций, представленная оксигидроксидами железа и марганца. Марганец извлекается на 100%, доля извлекаемого железа варьирует от 50% (корка 2179) до 100% (корка 2176). Это связано с различным минеральным составом исследуемых корок. Элементы, ассоциированные с марганцевыми оксигидроксидами (Co, Ni) полностью переходят в вытяжку. Аллюмосиликатная фаза практически не переходит в раствор вытяжки, доля

связанных с алюмосиликатами рублидия и цезия не превышает 34%. Доля Pt в вытяжке составила от 90 до 100% как в образцах корок 2176 и 2179, так и в стандартных образцах. Это позволяет сделать два вывода: (1) платина в железомарганцевых корках и конкрециях находится в сорбированном виде и преимущественно связана с марганцевыми минералами, (2) значимое количество самородной платины в исследуемых образцах отсутствует. Таким образом, результаты кислотного выщелачивания подтверждают механизм накопления платины на марганцевых минералах за счет окислительной сорбции Pt²⁺ до Pt⁴⁺.

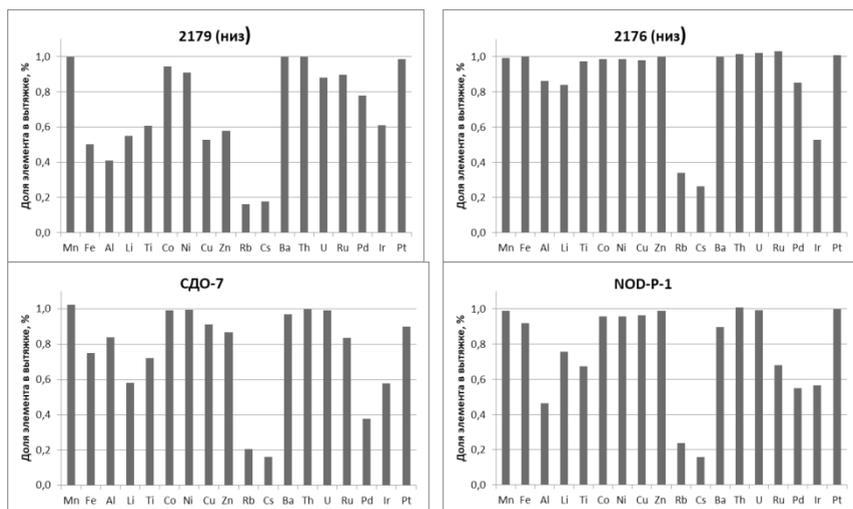


Рисунок. Доля элементов от валового содержания в растворе солянокислых вытяжек в железомарганцевых корках Атлантического океана и в стандартных образцах NOD-P-1 и СДО-7.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00339.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н., Коноплева Е.В., Дубинчук В.Т., Мельников М.Е. Платина и золото в железомарганцевых корках Тихого океана // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 286–294.
2. Астахова Н.В. Благородные металлы в железомарганцевых образованиях Дальневосточных морей: источники поступления // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 618–627.
3. Рудашевский Н.С. и др. Минералы платины в железомарганцевых океанических корках // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 2. С. 246–249.
4. Колесник О.Н., Астахова Н.В. Зерна цветных и благородных металлов в

- железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.
5. Morishita Y., Usui A. Microanalysis of platinum in hydrogenetic ferromanganese crust using SIMS // *Geochemical Journal*. 2015. V. 49. № 6. P. e21–e26.
 6. Berezhnaya E., Dubinin A., Rimskaya-Korsakova M., Safin T. Accumulation of Platinum Group Elements in Hydrogenous Fe–Mn Crust and Nodules from the Southern Atlantic Ocean // *Minerals*. 2018. V. 8. № 7. P. 275.
 7. Maeno M.Y. et al. Sorption behavior of the Pt (II) complex anion on manganese dioxide (δ -MnO₂): a model reaction to elucidate the mechanism by which Pt is concentrated into a marine ferromanganese crust // *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. № 2. P. 211–218.
 8. Chester R., Hughes M.J. A Chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments // *Chem. Geol.* 1967. № 2. P. 249–262.
 9. Koschinsky A., Halbach P. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 24. P. 5113–5127.
 10. Дубинин А.В. Fe–Mn корка на пелагических осадках: геохимия и условия образования // *Геохимия*. 1998. № 11. С. 1152–1163.
 11. Nath B. N. et al. Cerium anomaly variations in ferromanganese nodules and crusts from the Indian Ocean // *Marine Geology*. 1994. V. 120. № 3–4. P. 385–400.
 12. Бережная Е. Д., Дубинин А. В. Элементы платиновой группы и золото в стандартном образце железомарганцевой конкреции NOD-A-1 // *Геохимия*. 2017. № 2. С. 186–193.
 13. Гинзбург С. И. и др. Аналитическая химия платиновых металлов. М.: Наука, 1972. 616 с.
 14. Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н., Бережная Е.Д., Успенская Т.Ю., Дара О.М. Железомарганцевые корки южной части Атлантического океана: эволюция состава и особенности рудообразования // *Геохимия*. 2018. № 11. С. 1051–1068.

Leaching experiments were carried out on ferromanganese crusts samples from Atlantic Ocean. More than 90% of Pt mass fraction linked with Fe-Mn oxyhydroxide phase. Platinum state in ferromanganese crusts and nodules of the Pacific and Atlantic oceans are considered. Based on the experiments, it was shown that the 4 M hydrochloric acid does not leachate the metallic PGEs. The application of the leachate to the study the platinum group element species in natural samples of the crust and nodule did not show the presence of noticeable amounts of metallic PGEs.

Добрецова И.Г.

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция АО «ПМГРЭ», АО «Росгео», г. Санкт-Петербург, e-mail dobro54@mail.ru)

О гидротермальном генезисе минералов группы атакамита в Атлантическом океане

Dobretsova I.G.

(Polar marine geosurvey-expedition (PMGE), Rosgeo company, Saint Petersburg)

About the hydrothermal genesis of minerals from atacamite's group in the Atlantic Ocean

Ключевые слова: минералы группы атакамита, гидротермальные растворы, глубоководные полиметаллические сульфиды, подводные фумаролы, Срединно Атлантический хребет.

Изучение образцов с минералами группы атакамита со дна Атлантического океана, поднятыми на борт НИС «Профессор Логачёв» с рудопроявлений, открытых сотрудниками Полярной морской геологической экспедиции в пределах Российского Разведочного Района, позволило установить их генетические особенности и гидротермальную природу. Кроме того, установлено, что присутствие минералов этой группы в осадках является хорошим поисковым критерием на обнаружение рудопроявлений глубоководных полиметаллических сульфидов. Установлено многообразие форм выделений минералов этой группы.

Одно из интересных событий конца 20 века – это открытие «чёрных курильщиков» на дне океана и оазисов жизни вокруг них. Из недр Земли бьют фонтаны горячих (температура достигает 420°C), кислых (pH ≈ 2-3) гидротермальных растворов, которые, формируют глубоководные полиметаллические сульфидные руды (ГПС) на дне океана. Температура воды в придонном слое океана составляет +2°C. Появлению гидротермальных источников на дне предшествует молодой вулканизм [1].

Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ)¹ уже не первое десятилетие ведёт работу в Атлантическом океане по поискам ГПС. С 2012 г. работа ведётся в соответствии с международным контрактом между российским правительством и Международным органом по морскому дну при ООН. На основании этого контракта России выделен участок дна в пределах Срединного Атлантического хребта (САХ) от 20°с.ш. до 13°с.ш. на 15 лет для поиска и разведки ГПС (рис. 1).

В пределах Российского разведочного района (РРР) рудопроявления выявлены как среди базальтов, так и среди пород ультраосновного комплекса, частично перекрытых осадками. Практически на всех рудопроявлениях помимо сульфидов были найдены минералы группы атакамита относящиеся к гидрохлоридам меди.

¹С 2018 года АО ПМГРЭ в составе АО Росгеология

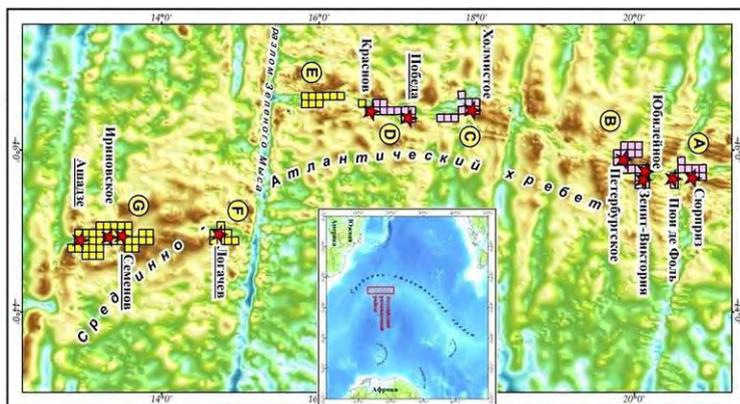


Рисунок 1. Рудопроявления ГПС в пределах PPP в Атлантическом океане

Впервые атакмит был обнаружен в 1801 году, в пустыне Атакама (Чили), откуда и произошло его название. Он считается минералом засушливых районов. Позднее были открыты другие месторождения с атакмитом в Южной Австралии, в окрестностях Везувия, округе Пинал (Аризона США) и Перу. Но всюду его происхождение и нахождение трактуется как минерала из зоны окисления медных месторождений в аридном климате.

Атакмит образуется также на поверхности медных и бронзовых предметов в виде ярко-зеленых кристаллических или землистых налетов толщиной до 1,5 мм. Кроме того, относительно недавно стали известны его отложения в фумаролах.

На морском дне атакмит впервые был обнаружен группой итальянских учёных (Bonatti et al) в 1976 г. Они отметили наличие вторичного атакмита в прожилках халькопирита в базальтах, на Срединно-Атлантическом хребте.

Атакмиту подводного происхождения посвящена работа канадского геолога (Hannington, 1993 г). Hannington проводил исследования в образцах рудопроявления TAG (Срединно-Атлантический хребет 26° с.ш.) и пришёл к выводу, что атакмит является вторичным минералом, образованным в зоне окисления сульфидов меди [2].

Несмотря на то, что первые находки атакмита на дне Атлантического океана были сделаны более чем 40 лет тому назад, информация о его глубоководном происхождении практически отсутствует. До сих пор геологические справочники и интернет сайты сообщают о находках атакмита только в континентальных засушливых районах, и его происхождение связывают с зоной окисления медных месторождений, где он является вторичным минералом.

Полярная морская геологоразведочная экспедиция имеет возможность изучать формы залеганий минералов группы атакамита непосредственно в рейсах. Другими словами, ПМГРЭ работает с «живым» веществом из первоисточников, что очень важно. К сожалению, в последнее время стали популярны геологические модели или переработка данных химических анализов из разных опубликованных источников, без изучения самого вещества, что часто приводит к ошибочным выводам.

Данная работа преследовала 2 цели:

1. Основной целью исследований было выявление морфологических особенностей и генезиса минералов группы атакамита со дна океана для выработки поисковых критериев, т.к. непонимание генетических особенностей приводит к искажению «работающих» поисковых критериев.

2. Показать красоту и многообразие форм выделений минералов группы атакамита со дна Атлантического океана.

Минералы группы атакамита изучались непосредственно в рейсах НИС «Профессор Логачёв» под биноклем, т.к. обычно они образуют мелко и/или скрытокристаллические выделения. Из-за того, что минералы этой группы визуальнo неразличимы друг от друга, их точная диагностика проводилась с помощью рентгенофазового анализа в региональном ЦКП «Материаловедение и диагностика в передовых технологиях» на дифрактометрической системе D/max-RC фирмы Rigaku, Япония. Условия эксперимента: излучение $K\alpha$ -Co ($\lambda=1,7889\text{Å}$) Источник рентгеновских лучей – рентгеновская трубка с вращающимся анодом, монохроматор графитовый на дифрагированной печке. Скорость сканирования – 2 град/мин., шаг регистрации 0,01 градуса. Расшифровка фазового состава проводилась по оригинальным программам фирмы Rigaku. Аналитик Яговкина М.А.

Кроме того, изучение минералов группы атакамита проводилось под электронным микроскопом марки BS-350 (производство Чешской республики) принадлежащим ВИМС (Всероссийскому институту минерального сырья, г. Москва), аналитик Дубинчук В.Т.

Автором эти минералы изучались непосредственно в рейсах и более чем в 100 образцах с различных рудопроявлений PPP и в самых разнообразных ассоциациях. Цветовая гамма гидрохлоридов меди голубовато-зелёных тонов делает их хорошо заметными и позволяет легко выделять среди других минералов. Определение минералов этой группы очень важно, так как присутствие гидрохлоридов меди в отобранных пробах служит надёжным поисковым признаком гидротермальной деятельности. Именно находка минералов группы атакамита в шлиховой пробе из поверхностного слоя осадков станции 1415 (рейс НИС «Профессор Логачёв» №26) при поисковых работах стало той отправной точкой, которая послужила постановке более детальных поисковых работ, приведших к открытию рудопроявления

«Ашадзе 2». Они встречены в самых разнообразных ассоциациях и именно там, где уже накоплены осадки и проявлены гидротермальные процессы. Это очень важное наблюдение, помогающее разобраться в генетических особенностях появления этих минералов на дне Атлантического океана. Формы выделений гидрохлоридов меди свидетельствуют об их первичном отложении непосредственно из гидротермальных растворов и подводных fumarol, часто без участия сульфидов меди.

Основная масса минералов группы атакамита на рудных полях PPP САХ образует выделения в гидротермальных корках гидроксидов железа и в гидротермально проработанных осадках. Как уже было сказано, гидроксиды железа не имеют отношения к зоне окисления сульфидов и развиваются по биогенным карбонатным осадкам, отлагаясь непосредственно из гидротермальных растворов. Кроме того, минералы группы атакамита развиваются по породам (базальтам, габбро и серпентинитам), но только тем, которые также подверглись воздействию гидротермальных растворов. Очень редко гидрохлориды меди находятся в ассоциации с сульфидами меди, но структуры их выделений свидетельствуют о гидротермальном генезисе и/или отложении из fumarol. Хорошим подтверждением гидротермального генезиса минералов группы атакамита является отложение их в кварцевых метасоматитах по карбонатным осадкам. Ещё одно неоспоримое доказательство первичного гидротермального генезиса гидрохлоридов меди – это замещение ими фораминифер в осадках. Предположение о бактериальном генезисе минералов группы атакамита требует дальнейшего изучения этого вопроса микробиологами. Это совершенно новое направление на стыке двух наук: геологии и микробиологии, которое обязательно приведёт к новым открытиям в наших познаниях Природы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А. и др. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
2. Hannington M.D. The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern sea floor // The Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 945–956.

The study of samples with atacamite group minerals from the bottom of the Atlantic Ocean, taken aboard the R / V Professor Logachev from ore occurrences discovered by employees of the Polar Marine Geological Expedition within the Russian Exploration Area, made it possible to establish their genetic characteristics and hydrothermal nature. In addition, it was found that the presence of minerals of this group in sediments is a good search criterion for the detection of ore occurrences of deep-sea polymetallic sulfides. The variety of forms of minerals of this group has been established.

Добрецова И.Г.

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция АО «ПМГРЭ», АО «Росгео», г. Санкт-Петербург, e-mail dobro54@mail.ru)

Сохранение форм живых организмов в геологических процессах, связанных с природными катаклизмами

Dobretsova I.G.

(Polar marine geosurvey-expedition (PMGE), Rosgeo company, Saint Petersburg)

Preservation of forms of living organisms in geological processes associated with natural disasters

Ключевые слова: глубоководная фауна, глубоководные геологические процессы, природные катаклизмы на дне океана, Срединно-Атлантический хребет.

Изучение образцов горных пород, руд и околорудных метасоматитов со дна Атлантического океана в пределах срединного хребта выявили интересный факт сохранения форм живых организмов в условиях геологических процессов, связанных с природными катаклизмами. Раковины фораминифер, тела полихет, илоедов и другой фауны можно встретить как в изверженных породах – базальтах, туффитах и даже серпентинизированных перидотитах, так и в глубоководных полиметаллических сульфидах и околорудных метасоматитах. Фауна часто замещается другим веществом, но при этом сохраняет свою хорошо узнаваемую форму. Помимо удивительного факта присутствия фауны в нехарактерных для неё породах, это является ещё и важным генетическим моментом, позволяющим понять не только современные геологические процессы, но и процессы далёкого геологического прошлого.

Образцы горных пород, руд и околорудных метасоматитов поднимались на борт научно-исследовательского судна «Профессор Логачёв» с помощью драги и телегрейфера. Они изучались в свежих сколах под бинокляром непосредственно в рейсах. Из образцов, в которых была выявлена фауна, по возможности производилось её извлечение для дальнейшего исследования на электронном микроскопе. В прозрачно-полированных шлифах, изготовленных из молодых базальтов, сложно сохранить микрофауну. Для выявления и сохранения микрофауны в базальте при изготовлении шлифов, необходимо приложить усилие, чтобы не потерять выявленную микрофауну. Часто приходится несколько увеличивать толщину шлифа. Именно по причине трудного сохранения микрофауны при изготовлении шлифов петрографы, изучающие шлифы базальтов, туффитов и серпентинитов, поднятых со дна океана, часто пропускают эти важные признаки, свидетельствующие о внедрении этих пород в биогенные карбонатные осадки в ещё не остывшем состоянии. Автором сделана большая подборка фотографий, сделанных с большим увеличением, на которых видна сохранившая свою форму донная фауна в совершенно невероятных для неё условиях, а именно в изверженных, излившихся породах, в гидротермальных образованиях (рис. 1).



Рисунок 1. Тело червя, замещённого сульфидами и сохранившее свою кольчатость (показано чёрной стрелкой), в сульфидной руде

Процессы сохранения форм живых организмов в катастрофических для них условиях на рудных полях САХ носят массовый характер.

В результате изучения образцов горных пород, руд и окорудных метасоматитов, поднятых со дна Атлантического океана в пределах РРР были выявлены новые факты, неописанные ранее в литературе, посвящённой САХ.

1. Находка пирокластических пород на глубинах свыше 2,5 км.
2. Находка реликт фауны в пирокластических породах, причём не только в цементе, но и в обломках вулканических стёкол (рис. 2).
3. Внедрение серпентинитовых пород в уже накопленные осадки и сохранение реликт фауны в трещинах остывания, заполненных биогенными осадками.
4. Новый тип пород, образованный по типу пирокластических, в которых не сортированные по размеру обломки представлены фрагментами ультраосновных пород в карбонатном цементе, содержащем реликты фауны.

Всё это наводит на мысль, что живые организмы имеют информационное поле, позволяющее сохранить «память формы» этого организма в катастрофических для них геологических процессах.

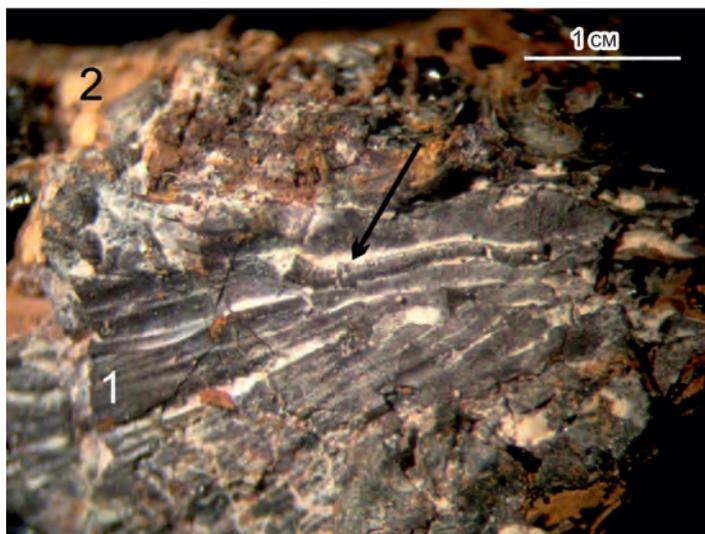


Рисунок 2. Тело червя, замещённого вулканическим стеклом и сохранившее свою кольчатость (показано чёрной стрелкой), в обломке вулканического стекла (1) в туффите. Цемент туффита – спёкшиеся и частично изменённые биогенные карбонатные осадки (2)

The study of samples of rocks, ores and near-ore metasomatites from the bottom of the Atlantic Ocean within the middle ridge revealed an interesting fact of the preservation of the forms of living organisms under the conditions of geological processes associated with natural disasters. Shells of foraminifera, the bodies of polychaetes, ileoids and other fauna can be found both in igneous rocks - basalts, tuffites and even serpentinized peridotites, as well as in deep-sea polymetallic sulfides and near-ore metasomatites. The fauna is often replaced by another substance, but at the same time retains its well-recognized shape. In addition to the amazing fact of the presence of fauna in rocks uncharacteristic for it, this is also an important genetic moment, allowing us to understand not only modern geological processes, but also the processes of the distant geological past.

Ермакова Л.А., Черкашѳв Г.А.

(ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, г. Санкт-Петербург, e-mail: livia77@inbox.ru)

Плюмы в глубоководной добыче: что мы знаем о них?

Ermakova L.A., Cherkashov G.A.

(VNIIOkeangeologia)

Plumes of deep-sea mining: what do we know?

Ключевые слова: разработка глубоководных полезных ископаемых, оценка воздействия на окружающую среду

Предпринята попытка собрать и проанализировать все доступные данные натуральных экспериментов, выполненных в различные годы, касающиеся плюмов (шлейфов), образующихся вследствие добычной деятельности, их размеров и распространения.

Активное развитие разведки и ожидаемый переход к разработке глубоководных полезных ископаемых заставляют обращать все большее внимание на защиту окружающей среды. Сложность данного вопроса заключается в том, что потенциальное воздействие будущей добычной деятельности до конца пока не известно.

Одним из главных источников воздействия вблизи морского дна, как ожидается, станет возникновение седиментационных плюмов (или шлейфов), их распространение и осаждение. При этом до настоящего времени нет ясности ни относительно размеров таких плюмов, ни относительно скорости их распространения и осаждения.

Возникновение плюмов ожидается и в водной толще вследствие сброса с борта добычного судна технических вод после промыва минерального сырья. Их характеристики также остаются неясными.

Вместе с тем, понимание перечисленных аспектов имеет решающее значение для определения участков, которые будут подвергаться воздействию, установления различных типов охраняемых районов (участков особого экологического интереса, рабочих и заповедных эталонных полигонов) и проведения оценки воздействия на окружающую среду.

Анализ имеющихся данных показывает очень большой разброс между данными натуральных экспериментов, с одной стороны, и результатами аналитических и числовых моделей, с другой.

Согласно данным натуральных экспериментов, расстояние, на которое распространялись плюмы, варьировало от десятков и сотен метров до 16 км [1–5], в то время как некоторые модели предполагают результат в 100 км [6] и более. Результаты натуральных экспериментов представляются более предпочтительными, но их в действительности не так много. Тем не менее, к ним довольно часто обращались в различных исследованиях, посвященных,

правда, не самим плюмам, а их воздействию на биологические сообщества. В данном исследовании мы попытались собрать и проанализировать все доступные данные натуральных экспериментов, выполненных в различные годы, касающиеся непосредственно плюмов, их размеров и распространения. Представляется, что это будет полезным как для дальнейшего понимания потенциального воздействия добычной деятельности на окружающую среду, так и для сопоставления с результатами новых экспериментов, включая тестовую добычу, к которой уже начинают переходить некоторые организации, осуществляющие разведку глубоководных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Burns R.E., Erickson B.H., Lavelle J.W., Ozturgut E. Observations and measurements during the monitoring of deep ocean manganese nodule mining tests in the North Pacific, March-May 1978. NOAA technical Memorandum ERL MESA-47. 1980.
2. Greinert J. (Ed.). GEOMAR Report: RV SONNE Fahrtbericht / Cruise Report SO242-1. JPI OCEANS Ecological Aspects of Deep-Sea Mining. DISCOL Revisited. 2015.
3. Matsui T., Sugishima H., Okamoto N., Igarashi Y. Evaluation of turbidity and resedimentation through seafloor disturbance experiments for assessment of environmental impacts associated with exploitation of seafloor massive sulfides mining. // Proceedings of the Twenty-eighth (2018) International Ocean and Polar Engineering Conference, Sapporo, Japan, June 10–15, 2018. P. 144–151.
4. Ozturgut E., Lavelle J.W., Steffin O., Swift S.A. Environmental investigations during manganese nodule mining tests in the North Equatorial Pacific in November 1978. NOAA technical Memorandum ERL MESA-48. 1980.
5. Sharma R., Nath B.N., Parthiban G., Jai Sankar S. Sediment redistribution during simulated benthic disturbance and its implications on deep seabed mining // Deep-Sea Research II. 2001. V. 48. P. 3363–3380.
6. Rolinski S, Segschneider J, Sundermann J. 2001 Long-term propagation of tailings from deep-sea mining under variable conditions by means of numerical simulations // Deep-Sea Research II. 48 (2001). P. 3469–3485.

An attempt was made to collect and analyze all available data from field experiments carried out in different years regarding plumes formed as a result of mining activity, their dimensions and spread.

Коршунов Д.М.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН г. Москва; ²Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова г. Москва e-mail: dmit0korsh@gmail.com)

Минералогия вулкано-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима, Центральная Атлантика

Korshunov D.M.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Mineralogy of volcanic-edaphogenic coarse clastic material from the Wima transform fault, Central Atlantic

Ключевые слова: Зона Вима, Центральная Атлантика, магматизм

В 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» было поднято 26 образцов базальтов и долеритов со склона северного борта трансформной долины Вима на ст. АИ-3674 с глубины 4,5 км (10°48.62' с.ш. 40°58.03' з.д., [2]). Поднятые образцы в дночерпателе лежали на поверхности глинисто-известковых илов. Вероятно, магматические образования были вынесены гравитационным обломочным потоком с северного хребта разлома. По раковинам планктонных фораминифер в осадках, удалось определить их голоценовый возраст (методом ускорительной масс-спектрометрии). Поступление вулкано-эдафогенного материала происходило со сдвинутой на запад ветви спредингового рифта с неогенной новообразованной океанской коры северного хребта в данном районе. Дночерпатель отобран, вероятно, к югу от активного отрезка трансформного разлома, близко (около 5 км) от современной оси спрединга, где кора образована в четвертичное время [4].

Поднятые обломки имеют размеры от 1 до 25 см. Большая их часть покрыта железомарганцевыми корками толщиной до 1.5 мм (средняя толщина корки 0.5 мм). По всем образцам были изучены шлифы. Рентгено-спектральный микроанализ был выполнен в лаборатории локальных методов исследования геологического факультета МГУ на РЭМ Jeol JSM-6480 с ЭДС-детектором Oxford X^{max}. Валовый химический состав был определён в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН портативным РФА спектрометром Olympus Vanta серии C.

Петрографически образцы представлены долеритами и базальтами (рис. 1). Долериты сложены клинопироксеном (авгит и пижонит, Mg#-65-75 мол.%), основным плагиоклазом (An₇₂₋₈₉), редким полностью замещённым оливином. Рудные минералы представлены магнетитом, хромитом, ильменитом. В

образцах повсеместно наблюдаются каймы ильменита по хромиту или каймы магнетита по ильмениту. В качестве акцессорных минералов присутствует апатит. В единственном случае в железомарганцевой корке был обнаружен перекристаллизованный циркон. Базальты представлены несколькими разновидностями. Среди них наиболее часто встречаются базальты со сферолитоподобной текстурой, которые относятся к верхним частям лавовых потоков. Вместе с ними были подняты афировые базальты и плагиобазальты.

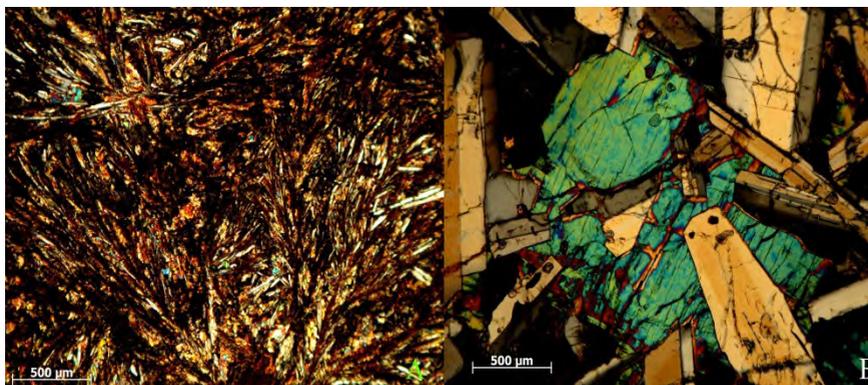


Рисунок 1. А – сферолитоподобная текстура базальтов; Б – текстурные особенности долеритов

Долериты формируют порфировую, пойкилоофитовую текстуру. Плагиоклаз встречается двух генераций. Плагиоклаз I генерации имеет короткопризматическую форму, формирует гнездообразные скопления, размером до 0.6 см. Плагиоклаз II-генерации представлен длиннопризматическими кристаллами и часто обнаруживается внутри клинопироксена. В авгите повсеместно наблюдаются текстуры «песочных часов» (рис. 2А). Во многих шлифах присутствуют «остаточные карманы» заполненные раскристаллизованным материалом, апатитом и микролитами пижонита. Вулканические стекла в долеритах распространены слабо < 1 об. %.

В базальтах со сферолитовой текстурой часто наблюдается основной плагиоклаз, имеющий форму ласточкиных хвостов. Распространён пироксен, отвечающий по химическому составу авгиту или ферроавгиту, который расположен исключительно в интерстициях. Рудные минералы имеют удлинённую, иногда игольчатую форму. Афировые базальты сложены замещённым вулканическим стеклом и редкими оливиновыми вкрапленниками, до 0.6 мм (рис. 2Б). Рудные минералы представлены хромитами, которые встречаются как в оливинах, так и в вулканическом стекле.

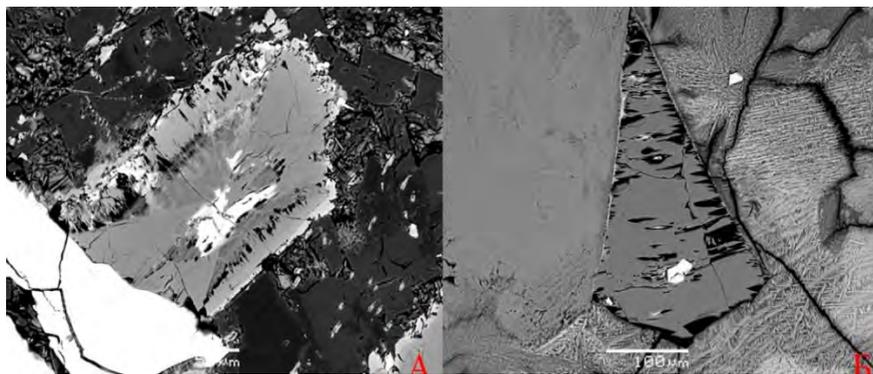


Рисунок 2. А – текстура «песочных часов» в авгите; Б – не изменённый оливин в базальтах

Железомарганцевые корки, покрывающие большинство образцов, представляют из себя колломорфные структуры гидрогенной природы [4]. Их толщина меняется от 0.1 мм до 0.8 мм. Иногда при формировании они захватывают частички окружающего ила.

Данный вулcano-эдафогенный материал скорее всего относится к различным частям одной региональной вулканической системы трансформной зоны, как это показано для структур, описанных в районе разломной зоны Сьерра-Леоне [3]. В отличие от современной относительно хорошей степени изученности южного борта разлома Вима, северный борт всё ещё остаётся мало изученным.

Вероятно, обломочный вулcano-эдафогенный материал был частично образован при тектоническом дроблении вулканических пород северного хребта, в разной степени изменённых в результате гидротермальной деятельности и гальмиролиза, в активном отрезке трансформного разлома. Гравитационно неустойчивые скопления обломочного материала, смешиваясь с глинисто-известковыми пелагическими осадками, перемещались вниз по подводному каньону в виде обломочного потока на подножии склона в голоценовое время, откуда и была получена описанная здесь дночерпательная проба. Обломки пород в дночерпателе на поверхности осадка в отмытом от вмещающего осадка виде свидетельствуют о прохождении над точкой взятия пробы сильного придонного течения, что подтверждено прямыми измерениями скорости [1]. Омывание обломков придонным течением объясняет обрастание их тонкой гидрогенной железомарганцевой коркой.

Исследования выполнены по проекту РНФ № 18-17-00227.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Перенос придонных вод через разлом Вима Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 395–399.
2. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение латеральной седиментации в Западной Атлантике в 53-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 1001–1003. doi: 10.1134/S0030157418060072
3. Пейве А.А. и др. Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
4. Коршунов Д.М., Мурдмаа И.О., Щербаков В.Д. Петрография вулкано-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима, Центральная Атлантика (готовится к подаче).

**Крылов А.А.^{1,2}, Гусев Е.А.¹, Семенов П.Б.¹,
Кузнецов А.Б.^{2,3}, Кржижановская М.Г.², Малышев С.А.¹,
Литвиненко И.В.^{1,2}**

(¹ФГБУ Всероссийский Научно-Исследовательский Институт Геологии и Минеральных Ресурсов Мирового Океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com; ²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле; ³ФГБУН Институт Геологии и Геохронологии Докембрия РАН, Санкт-Петербург)

**Новые находки икаита ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) в море Лаптевых
Krylov A.A.^{1,2}, Gusev E.A.¹, Semenov P.B.¹, Kuznetsov A.B.³,
Krzhizhanovskaya M.G.², Malyshev S.A.¹, Litvinenko I.V.^{1,2}**

(¹Academician I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St.Petersburg; ²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences; ³Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg)

New discoveries of ikaite ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) in the Laptev Sea

Ключевые слова: икаит, море Лаптевых, стабильные изотопы

Икаит – уникальный минерал, формирующийся при низких температурах и не стабильный в нормальных условиях. Мы нашли кристаллы этого минерала в двух колонках в северной части моря Лаптевых в экспедиции на НИС «Иван Петров» (2018 г). Были проведены изотопные исследования и изучение механизма трансформации минеральных фаз при повышении температуры. В результате предложена модель, объясняющая причины кристаллизации икаита в отобранных колонках.

В 2018 году ФГБУ «ВНИИОкеангеология» была организована экспедиция в море Лаптевых на НИС «Иван Петров». Проведены исследования донных отложений и придонной воды (литология, стратиграфия, геохимия, углеводороды, тепловой поток). В двух грунтовых колонках (1806Т и 1839Т) вблизи континентального склона были обнаружены кристаллы икаита – необычного минерала, быстро разрушающегося в нормальных условиях.

Находки икаита в Арктических морях не являются редкостью. Ранее их присутствие было доказано в Карском море [1, 2, 5], море Лаптевых [3, 7], Чукотском море [4] и т.д. Помимо фундаментального научного интереса, этот минерал привлекает ученых своей возможной связью с разгружающимися углеводородными газами. В этом контексте икаит может быть использован в качестве косвенного поискового критерия на углеводороды. Многочисленные находки кальцитовых псевдоморфоз по икаиту – глендонитов – дают возможность реконструировать периоды похолодания климата в более древние эпохи [6, 8], что также заставляет ученых внимательно исследовать современные механизмы его кристаллизации.

После извлечения из донных осадков образцы икаита хранились в морозильной камере с температурой -15°C . В стационарной лаборатории СПбГУ был проведен рентгенофазовый анализ, подтвердивший присутствие икаитовой фазы. Была также прослежена трансформация икаита в кальцит с течением времени при повышении температуры.

Были выполнены исследования изотопного состава икаита: стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а также изотопный состав стронция. Также стабильные изотопы были определены в метане, отобранном методом «хэдспейс» из колонок, содержащих икаиты. Изучался и химический состав поровых вод.

Полученные данные позволили реконструировать механизм кристаллизации икаита в донных отложениях и выявить возможные источники углерода, задействованные при его формировании.

Исследования минералогического состава икаитовой фазы были выполнены в ресурсном центре РДМИ Научного парка СПбГУ. Работа поддержана грантом РФФ-19-17-00226.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995-2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
2. Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С. Усов А.Н. Четвертичные отложения центральной части Карского моря / Опыт системных океанологических исследований в Арктике (под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича). М.: Научный мир, 2001. С. 553–558.
3. Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В. и др. Икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Записки РМО. 2015. № 4. С. 61–5.
4. Крылов А.А., Семенов П.Б., Музафарова Л.Э. и др. Икаит как маркер разгрузки углеводородов в Чукотском море. Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 4. М.: Геос, 2015. С. 41–42.
5. 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 / Eds. R. Stein, K. Fahl, D. K. Fuetterer, E. M. Galimov. Proc. Marine Science. V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 349–374.
6. Rogov M.A., Ershova V.B., Shchepetova E.V. et al. Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes // Cretaceous Research. 2016. doi: 10.1016/j.cretres.2016.11.011.

7. Schubert C. J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriews M. ^{13}C isotope depletion in ikaite crystal: evidence for methane release from the Siberian shelves? // *Geo-Marine Letters*. 1997. V. 17. P. 169–174.
8. Selleck B. W., Carr P. F., Jones B. G. A review and synthesis of glendonites (pseudomorphs after Ikaite) with new data: assessing applicability as recorders of ancient coldwater conditions // *J. Sediment. Res.* 2007. V. 77. P. 980–991.

Ikaite is a unique mineral forming at the cold environments and not stable at the normal condition. We found ikaite crystals in two cores close to the Laptev Sea continental slope during research cruise onboard RV Ivan Petrov in 2018. Crystals were studied using XRD, stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$), and Sr isotope ratio. Possible mechanisms of their crystallization are discussed in the presentation.

**Новиков Г.В.¹, Седышева Т.Е.², Лобус Н.В.¹,
Богданова О.Ю.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: gvnovikov@yandex.ru; ²АО «Южморгеология», г. Геленджик)

Железомарганцевые корки гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана: текстурно-структурный рисунок, минералогия, геохимия

**Novikov G.V.¹, Sedysheva T.E.², Lobus N.V.¹,
Bogdanova O.Yu.¹**

(¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ² AO Yuzhmorgeologiya, c. Gelendzhik)

Ferromanganese crusts of Govorov Gayot of the Magellan mountains in the Pacific ocean: textural and structural drawing, mineralogy, geochemistry

Ключевые слова: кобальтоносные марганцевые корки, слои корок, минералы марганца и железа, тяжелые, редкие, редкоземельные металлы.

В настоящее время АО «Южморгеология» проводит масштабные работы в Тихом океане по выявлению наиболее перспективных объектов добычи кобальтоносных марганцевых корок (КМК). К таким объектам относятся корки гайота Говорова Магеллановых гор, отобранные в рейсе судна «Геленджик» в 2016 г. из разных участков гайота. Изучались 4 образца корок, представляющие собой многослойные образования, сформированные преимущественно тонкодисперсными рудными агрегатами, состоящими из гидратированного диоксида марганца в различных минеральных фазах и гидроксидами железа и тесно ассоциирующими с породообразующими фазами.

Станция 08Д106 расположена в верхней части восточного склона гайота. Корки залегают на базальте, состоят из 3-х слоев, их поверхность – от шероховатой бугорчатой до ровной. Станция 08Д115 отработана в верхней части западного склона сателлита данного гайота. Корки залегают на известняке и состоят из 4-х слоев. Поверхность корок шероховатая бугорчатая до ботроидальной. Станция 08Д127-2 заложена на юго-восточном склоне сателлита гайота. Корки состоят из 4-х слоев, их поверхность ботроидальная, шероховатая. Станция 08МТП02-3 расположена на вершинной поверхности около северного отрога гайота. Корки представляют собой плиту уплощенной формы. Поверхность плиты ровная, имеет слабо выраженный ботроидальный мезорельеф и шероховатый микрорельеф. Разрез корки представлен 3-мя слоями.

Тектурно-структурные рисунки соответственно 3-х и 4-х слойных корок практически совпадают между собой, что позволяет рассмотреть их в

обобщенном виде. Существенное различие между ними состоит в отсутствии слоя I-2 в 3-х слойных КМК. Корки станции 08Д106. Верхний слой III буровато-черной железомарганцевой массы состоит из тонких дендритов неправильной формы. Местами наблюдаются вкрапления охристого материала буроватого цвета. Мощность слоя достигает 2 см. Контакт с нижележащим слоем II неявный.

Слой II несколько более темный по сравнению со слоем III, характеризуется тонкослоистой структурой, слои состоят из тончайших слойков, которые местами выклиниваются. По всему слою отмечаются нерудные слои, по-видимому, разного минерального состава. Мощность слоя достигает 5 см. Контакт с нижележащим слоем I-1 явный.

Нижний слой I – антрацитоподобный, плотный, массивный, имеющий слоистую структуру. Встречаются фосфатосодержащие тонкие слои. Мощность достигает 6 см. Контакт с нижележащим субстратом резкий.

Корки станции 08Д127-2. Слой III буровато-черного цвета с плохо выраженной слоистостью. Каверны неправильной формы заполнены охристым веществом, что придает слою определенную рыхлость. Мощность слоя от 2 до 3 см.

В слое II рудное вещество состоит из столбцов, сложенных черными, бурочерными и бурыми микрослойками, которые чередуются между собой. Данный слой имеет наибольшую мощность – от 3 до 5 см.

Слой I-2 массивный, сложенный в основном черным рудным веществом с вкраплениями неправильной формы нерудной компоненты. Среди всех изученных корок данный слой оказался самым незначительным – его мощность не превышает 0.5–1.0 см.

Слой I-1. Массивный, плотный черный слой слоистой структуры с микропрослойками нерудного вещества. Мощность слоя составляет 1–2 см.

Минеральный состав рудной компоненты железомарганцевых корок. В результате исследований установлено, что основными рудными минералами различных слоев корок гайота Говорова являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-ферроксит, характерные для каждого отдельного слоя, а также достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I-1 и в меньшем количестве в слое I-2. В значительно меньшем количестве в слое I-1 станции 08Д106 и в слое I-2 станции 08Д115 КМК данного гайота также присутствует асболанбузерит. В слоях II станций 08Д115 и 08Д127-2 и III станций 08Д106 и 08Д127-2 КМК гайота идентифицирован гетит. Кроме того, в слое III корок станций 08Д115 и 08МТП02-3 в виде примеси отмечается бузерит-I.

Таким образом, в результате исследований установлено, что текстурно-структурный облик и минеральный состав слоев корок гайота Говорова близки, стабильны и однородны. Полученные данные хорошо согласуются с ранее опубликованными [1–5], что позволяет считать изученные корки типичными как для гайота Говорова, так и в целом для Магеллановых гор Тихого океана.

Геохимия корок. Результаты анализа химического состава корок гайота Говорова свидетельствуют о достаточно высокой стабильности содержаний как по каждому отдельному катиону металла в каждом из образцов корок, так и между ними. В то же время отмечаются различия в распределении отдельных катионов металлов как в разных классах крупности, так и по слоям корок.

Распределение Fe и Mn выглядит разнонаправленно. Содержание Fe в целом и по отдельным слоям корок находится в интервале 7.19–16.22 масс. %. Железо несколько больше накапливается в корках крупностью < 0.1 мм по сравнению с классом 0.5–0.25 мм и находится в пределах: 12.04–13.70 и 10.83–11.08 масс. %, соответственно. Исключение составляет КМК станции 08Д106, в которых отмечается обратная тенденция – содержание Fe в классе 0.5–0.25 мм больше, чем в классе < 0.1 мм – 14.45 и 11.21 масс. %. Установлено, что содержание Fe увеличивается от слоя I-1 к слою III.

Для Mn наблюдается противоположная картина. Содержание Mn в корках больше в классе 0.5–0.25 мм, чем в классе < 0.1 мм. Исключением вновь являются КМК станции 08Д106, в которых содержание Mn больше в классе крупности < 0.1 мм, чем в классе 0.5–0.25 мм. Распределение Mn относительно слоев корок показывает, что в целом его содержание уменьшается от слоя I-1 к слою III. Но и в этом случае отмечаются особенности его накопления в отдельных образцах корок. В КМК станции 08Д106 минимальное (15.35 масс. %) содержание Mn наблюдается в слое II, тогда как в этом же (II) слое КМК станции 08Д127-2 отмечается максимальное его содержание – 19.21 масс. %.

Марганцевый модуль, Mn/Fe, в корках гайота Говорова изменяется в диапазоне 0.93–2.54 – в целом типичном интервале значений для гидrogenных железомарганцевых корок Тихого океана.

Распределение катионов цветных металлов – Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} – крайне неодинаково как в случае крупности зерен корок, так и в их слоях. В случае крупности зерен корок для указанных катионов металлов наблюдается одинаковая тенденция – их содержание больше в классе 0.5–0.25 мм, чем в классе < 0.1 мм. Исключение составила корка станции 08Д106, в которой содержание Co, Ni, Cu, наоборот, выше в мелком классе крупности, чем в большем. Ни для одного из катионов металлов не установлена какая-либо закономерность в их распределении – в одних корках наблюдается уменьшение их содержания от слоя I-1 к слою III, в других – наоборот увеличение. При этом установлено, что самое низкое содержание Ni^{2+} , Co^{2+} и Cu^{2+} отмечается в слое III корок станций 08Д115, 08Д127-2, 08МТП02-3.

Наиболее стабильны в корках гайота Говорова содержания катионов тяжелых металлов – Zn^{2+} , Mo^{6+} , Sr^{2+} , Cd^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} , что позволяет считать их практически постоянными величинами.

В настоящее время повышенное внимание в корках уделяется катионам редкоземельных металлов (РЗМ), включая Sc и Y^{3+} , что и было учтено в наших исследованиях. Установлено, что распределение РЗМ в корках гайота Говорова аналогично распределению Fe по классам крупности зерен

корок: в целом их содержание больше в классе < 0.1 мм, чем в классе 0.5–0.25 мм. Распределение катионов РЗМ в слоях разных корок неодинаково и характеризуется следующими особенностями. Сумма катионов РЗМ в слоях корок находится в интервале 1216.2 г/т (ст. 08Д106) – 2475.5 г/т (ст. 08МТП02-3). При этом минимальное и максимальное их содержание отмечается в слое I-1 корок указанных станций. Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы Ce^{3+} , доля которых составляет 39.4 (ст. 08Д115) – 63.0% (ст. 08Д106). Как и в предыдущем случае, минимальное и максимальное значения доли катионов Ce^{3+} так же характерны для верхнего слоя III корок указанных станций. В тоже время, среди изученных корок минимальное (510 г/т) и максимальное (1425 г/т) содержание катионов Ce^{3+} отмечаются соответственно в слоях I-1 и III станции 08Д106, то есть в данных КМК оно возрастает в 2.8 раза.

В остальных корках гайота содержание катионов Ce^{3+} уменьшается от нижнего слоя I-1 к верхнему слою III в 1.7–2.4 раза. Содержание катионов Y^{3+} и La^{3+} в слоях разных корок в целом сопоставимо при небольшом преобладании La^{3+} и изменяются в следующих диапазонах (г/т): Y^{3+} – 150 (ст. 08Д106, слой I-1) - 311 (ст. 08МТП02-3, слой I-1), La^{3+} – 191 (ст. 08Д115, слой I-2) - 349 (ст. 08МТП02-3, слой I-2). Заслуживают внимание также катионы Nd^{3+} , содержание которых в изученных корках составляет 133 (ст. 08Д115, слой I-2) – 253 г/т (ст. 08МТП02-3, слой III). Исходя из полученных данных, можно предположить, что содержание катионов Ce^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} и Nd^{3+} в корках увеличивается с севера-запада на юго-восток в пределах гайота Говорова. Аналогичный вывод сделан для корок Магеллановых гор [4, 5].

Распределение катионов редкоземельных металлов в каждом из образцов различается между собой. Содержание Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} и Er^{3+} в корках станции 08Д106 возрастает от нижнего слоя I-1 к верхнему слою III, содержание Pr^{3+} , Nd^{3+} , Sm^{3+} , Eu^{3+} , Gd^{3+} , Tb^{3+} , Dy^{3+} , Yb^{3+} можно считать практически равным в каждом слое КМК. Содержание Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} , Tm^{3+} и Yb^{3+} в КМК станции 08Д115 уменьшается от слоя I-1 к слою III, содержание Ho^{3+} , Er^{3+} и Lu^{3+} практически одинаково в каждом слое, содержание остальных катионов РЗМ возрастает от нижнего (I-1) к верхнему (III) слою. При этом отмечается, что в слое I-2 наблюдается минимальное содержание в ряду катионов металлов $\text{Sm}^{3+} \rightarrow \text{Lu}^{3+}$. Содержание катионов РЗМ в ряду $\text{Y}^{3+} \rightarrow \text{Yb}^{3+}$ в КМК станции 08Д127-2 уменьшается от слоя I-1 к слою III, содержание Tm^{3+} и Lu^{3+} практически совпадает по каждому из них в соответствующих слоях. Корки станции 08МТП02-3 характеризуются уменьшением содержания Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} , Pr^{3+} , Ho^{3+} , Er^{3+} , Tm^{3+} , Yb^{3+} и Lu^{3+} от нижнего слоя к верхнему, содержание Nd^{3+} , Sm^{3+} и Eu^{3+} – увеличивается в обратном порядке, содержание Tb^{3+} и Dy^{3+} практически одинаково в каждом из них. Кроме того, выявлена следующая тенденция: в КМК станций 08Д115, 08Д127-2 и 08МТП02-3 в слоях I-2 и II соответственно содержание катионов РЗМ в ряду $\text{Pr}^{3+} \rightarrow \text{Lu}^{3+}$ минимально.

Вместе с тем, установлено, что распределение Ce^{3+} больше совпадает с распределением другого рудообразующего элемента корок – Mn (IV), для которого характерна общая тенденция – уменьшение содержаний от слоя I-1 к слою III.

Для Sc в КМК гайота Говорова установлена единая тенденция – его содержание постоянно несколько больше в классе крупности зерен < 0.1 мм по сравнению с классом 0.5-0.25 мм. В слоях корок содержание данного элемента составляет первые г/т и распределение его равномерно.

Таким образом, рассмотренное распределение катионов металлов различной химической природы по слоям корок гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана свидетельствует о явно неравномерном их поступлении в кобальтоносные железомарганцевые корки, несмотря на практически постоянные физико-химические параметры океанской воды. Источниками катионов металлов могли быть гидротермальные, гальмиролитические, гидротермальные и другие, но все они являются косвенными данными для непосредственного формирования железомарганцевых корок в разные геологические эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю. и др. Железомарганцевые корки и конкреции гайотов северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1998. № 5. С. 518–531.
2. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана // Под ред. Лисицына А.П. М.: Недра, 1990. 227 с.
3. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ, 2005. 230 с.
4. Мельников М.Е., Седышева Т.Е. Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках Магеллановых гор (Тихий океан) // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах / Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием: Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева – [Электр. ресурс: октябрь 2014] – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. С. 442–449.
5. Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В. Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 3–25.

The main ore minerals in all layers of Co-rich manganese crusts of the Govorov guyot of the Magellan mountains in the Pacific ocean are bad cristallizovannyj, bad structurally ordered Fe-vernadite, Mn-feroxyhyte. a sufficiently structurally ordered vernadite, located mainly in layer I-1 and in a smaller amount in layer I-2, is also identified as goethite. As an impurity it is noted asbolan buserite and buserite-I. Distribution of cations of color, heavy, rare and rare earth metals on layers of crusts of guyots Govorov testifies to obviously uneven their receipt in cobalt-rich ferromanganese crusts.

**Петрова В.В.¹, Рашидов В.А.^{2,3}, Аникин Л.П.²,
Горькова Н.В.¹, Михеев В.В.¹**

(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: v.petrova.v@gmail.com ;

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

**Возгоны терминального извержения 2015–2016 гг. острова-вулкана Алаид (Курильская островная дуга)
Petrova V.V.¹, Rashidov V.A.^{2,3}, Anikin L.P.², Gorkova N.V.¹,
Miheev V.V.¹**

(¹Geological Institute, RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Sublimates from the 2015-2016 Terminal Eruption of Alaid
Volcano (the Kuril Island Arc)**

Ключевые слова: золото, вулканический массив Алаид, Курильская островная дуга

Впервые опробованы вулканы извержения 2015–2016 гг. острова-вулкана Алаид. Среди них преобладают оксиды и гидроксиды, реже встречаются карбонаты и гидрокарбонаты, сульфиды и сульфаты – единичные находки. В возгонах Алаида установлено присутствие соединения (AuPd).

Остров-вулкан Алаид и примыкающий к нему подводный вулкан Григорьева составляют единый вулканический массив Алаид северо-западного простирания, размер которого по изобате 500 м – 23×30 км [1–2]. По данным [3] концентрация золота в базальтах подводного вулкана Григорьева составляет в среднем 0.67 мг/т, а в базальтах вулкана Алаид – 1.17 мг/т.

Последнее извержение вулкана Алаид происходило с 1 октября 2015 г. по 18 августа 2016 г. [4] и было терминальным. 24 октября 2018 г. нам удалось попасть на вершину вулкана Алаид и впервые опробовать лавы этого извержения.

Впервые для извержений острова-вулкана Алаид были изучены возгоны в прикратерной части. Главными из них являются опал и гидроксиды железа. Широкое развитие этих минералов придает черным пористым базальтам серовато белый и вишнево коричневый цвет. Помимо корок или покровов опала ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и налетов гидроксидов железа ($\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) – обычных минералов прикратерной зоны окисления, в ассоциации с ними, присутствуют редкие элементы Cr, Cu, Zn, Ag, Au, Pd и их минералы.

Они встречены в виде самородных металлов (CuZn) и (AuPd), (CrAuPd), оксидов – хромшпинели $\text{Fe}^{+2}(\text{Fe}^{+3}\text{Cr})_2\text{O}_4$ и эсколаита Cr_2O_3 , карбонатов – сидерит (FeCO_3), сульфидов – AgS, сульфатов – гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Отметим, что последние два минерала встречены только в единичных случаях

В возгонах наиболее распространены золото и палладий (рис. а, б), которые обычно встречаются совместно в виде соединений палладиевого золота (AuPd). Химический состав соединений не постоянный. Как правило, количество палладия высокое, почти равное или реже превышающее количество золотого компонента. Очень редко, золота в два раза больше чем палладия, и единичный случай, когда в опале, заполняющем газовую полость, наблюдается 5 мас.% PdO и мизерное содержание (0.17 мас.%) Au_2O_3 . По сравнению с известным природным минералом порпецитом (палладистое золото – AuPd), в котором содержится от 3 до 10 мас.% Pd, возгоны Алаида значительно богаче этим компонентом. Не исключено, что в случае возгонов Алаида, соединение AuPd присутствует как упорядоченный минеральный вид.

На Северных Курилах палладиевое золото было недавно обнаружено в возгонах извержения вулкана Эбеко (о. Парамушир) 2016 г. [5]. В этом случае, так же, как и на Алаиде, палладистое золото (AuPd) приурочено к опаловым покровам. В отличие от Эбеко, где AuPd ассоциирует с сульфидами FeS_2 , CuS, HgS и другими редкими компонентами, на Алаиде AuPd встречается совместно с оксидами Fe.

Из сульфидов в возгонах Алаида определен только сульфид серебра (рис. в). Пересчет анализа позволяет определить минерал, как аргентит Ag_2S с легким недостатком серы и небольшой (~1.5%) примесью золота. Кроме того, в мизерном количестве ($\text{Ag}_2\text{O} = 0.24$ мас.%) серебро встречено в одном из образцов хромшпинели.

Хром присутствует в двух минеральных видах – хромшпинели $\text{Fe}^{+2}(\text{Fe}^{+3}\text{Cr})_2\text{O}_4$, в которой содержание Cr_2O_3 составляет от 15 до 20 мас.% и оксида хрома (хромовая зелень – эсколаит – $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 94.17$ мас.%). Эти три элемента могут соединяться, при этом количество хрома колеблется от 3 до 62 мас.%. Анализируя порядок минералообразования (рис. г), можно заключить, что наиболее богатые золото-палладиевые соединения оконтуривают выделения Cr и осаждаются в конце процесса формирования ассоциации Cr-Au-Pd. Возможно, это происходит вследствие изменения кислотности минералообразования, но не исключается и влияние бактериального фактора.

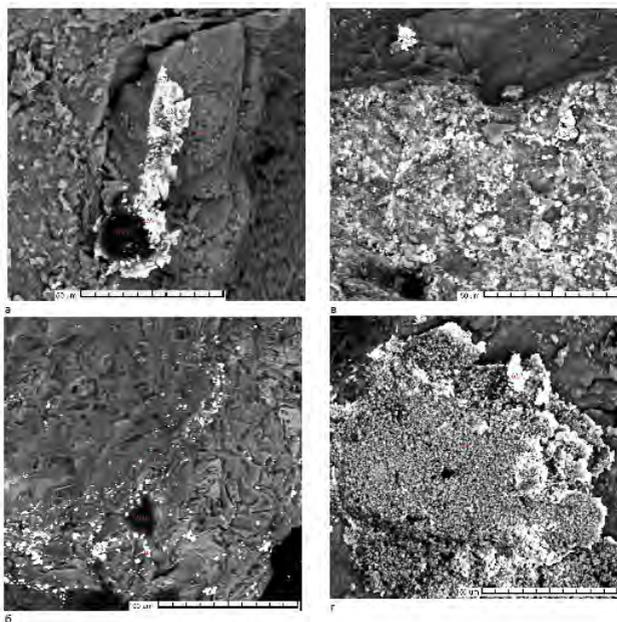


Рисунок. Морфология возгонов золота, палладия, серебра и хрома: а – золото-палладиевые возгоны вблизи порового пространства, заполненного опалом; б – прожилок самородного золота (ярко белые комковатые выделения) вблизи газовой пустоты, в бортах которой повышенное содержание двуокси углерода; в – выделение самородного серебра вблизи поля развития гидроксидов Fe; г – возгон хромовой зелени (эсколаит?), отороченный Cr-Au-Pd интерметаллическими соединениями (ярко белые).

Медь и цинк встречаются только совместно либо в виде соединений (CuZn), которые принято называть латунию, либо в виде карбонатов. Количество меди и цинка переменное, при этом меди по сравнению с цинком больше от 1.3 до 2.6 раз. Такие колебания состава делают неравновесными как металлические, так и минеральные соединения, и в системе твердых растворов Cu-Zn, соединения, по видимому, относятся к ряду промежуточных фаз, а минеральные производные близки к минералу розазиту $(\text{CuZn})_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Металлическая латунь встречается в виде тонких пластинок неправильной дендритоподобной формы, а минеральные разновидности комковатые с нечеткими очертаниями. И те и другие возгоны территориально приурочены к газовым пустотам, участкам породы с повышенным содержанием CO_2 .

Практическое отсутствие хлорных и сернистых соединений отличает возгоны Алаида от возгонов на многих других вулканах. Специфика возгонов Алаида – самородные элементы и оксиды. Такой минеральный состав хорошо согласуется с составом фумарольных газов извержения 1981 г. [6].

В результате проведенных исследований изучены возгоны терминального извержения 2015-2016 гг. острова-вулкана Алаид. Среди них преобладают оксиды и гидроксиды, реже встречаются карбонаты и гидрокарбонаты, сульфиды и сульфаты – единичные находки. Такой состав возгонов хорошо согласуется с составом фумарольных газов, в которых H_2O и CO_2 , особенно при низких температурах, резко преобладают над сернистыми газами.

В возгонах Алаида впервые установлено присутствие соединения (AuPd), которое переносится гидротермальными растворами в виде комплексных соединений и осаждаются в кислой среде одновременно с опалом. Но не исключается возможность их выноса из базальта, вследствие кислотного выщелачивания последнего в прикратерных зонах осветления, т.е. зонах формирования опалитов.

Не с опалом, а с гидроксидами железа ассоциируют Cr. В данном случае формы выделений возгонов, как железа, так и хрома (рис. г), не исключают возможности их формирования при бактериальном синтезе компонентов базальта, растворенных под действием кислых газов.

Как оксидные, так и металлические соединения Cu и Zn встречаются вблизи газовых пустот, около которых зафиксировано повышенное содержание углекислого газа. AgS – единственный возгон, встреченный в соединении с серой. По-видимому, возгоны этих элементов являются наиболее высокотемпературными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-00410 и 18-05-00041).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135–143.
3. Антонов А.Ю. Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 62–75.
4. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1. Вып. № 33. С. 83–88.

5. Shevko E.P., Bortnikova S.B., Abrosimova N.A. et al. Trace Elements and Minerals in Fumarolic Sulfur: the Case of Ebeko Volcano, Kuriles // *Geofluids*. Volume 2018. Article ID 4586363, 16 p. <https://doi.org/10.1155/2018/4586363>
6. Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н., и др. Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. // *Вулканология и сейсмология*. 1982. № 6. С. 29–43.

For the first time ever volcanic rocks from the 2015-2016 eruption of Alaid volcanic island were sampled. Oxides and hydroxides prevail among them, carbonates and bicarbonates are less common, sulphides and sulphates are single findings. In sublimates from Alaid the AuPd compound was found.

Седышева Т.Е.¹, Новиков Г.В.², Пуляева И.А.¹

(¹АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: tatsed@mail.ru; ²Ширшова РАН, г. Москва)

Новые данные по геолого-геоморфологическому строению и оруденению участка гайота Говорова, Магеллановы горы, Тихий океан

Sedyшева Т.Е.¹, Novikov G.V.², Pulyaeva I.A.¹

(¹JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

New data of geological-geomorphological structure and crusts ores one of the Govorov's guyot. The Magellan Seamounts, the Pacific Ocean

Ключевые слова: гайот Говорова, разведочные блоки, мезоформы рельефа дна, мощности корок.

В 2016–2017 гг. АО «Южморгеология» на НИС «Геленджик» проведены морские исследования на кобальтоносные железомарганцевые корки (КМК) на гайотах Магеллановых гор. Представленный доклад продолжает серию публикаций по этому направлению [1–2] и посвящен полученным результатам морских исследований геоморфологического строения и оруденения одного из участков полигона гайота Говорова, входящего в Российский разведочный район кобальтоносных железомарганцевых корок (PPP-КМК).

Описываемый полигон расположен в северо-северо-восточной части гайота, захватывая часть вершинной поверхности и верхние части склонов соответствующей экспозиции. Вершинный участок локализован в пределах очень пологого склона северо-восточного купола вершинной поверхности. Согласно результатам выполненной ранее батиметрической съемки многолучевым эхолотом, эта поверхность осложнена многочисленными вулканическими куполами и конусами, создавая расчлененный рельеф с явно выраженными положительными и отрицательными формами.

Геоморфологические особенности участка в целом рассмотрены в докладе на конференции «Minerals of the Ocean – 9» [3]. В пределах участка выделено 30 разведочных блоков, простирающихся с северо-запада на северо-восток в северной части вершинной поверхности и верхних частях склонов основного тела гайота, находящихся в различных геолого-геоморфологических условиях и характеризующихся различной степенью рудоносности, которые подробно рассмотрены в данной работе (рис. 1).

В пределах вершины полностью расположены блоки 7, 11, 12, 21 и 22, а исключительно на склонах – 13, 17, 23, 24, 29 и 30. В остальных блоках

крутые и пологие поверхности находятся в разных соотношениях. Бровка склона, ограничивающая вершинную поверхность, в пределах блоков проходит по глубинам от 1925 м на северо-востоке (блок 27), опускаясь до

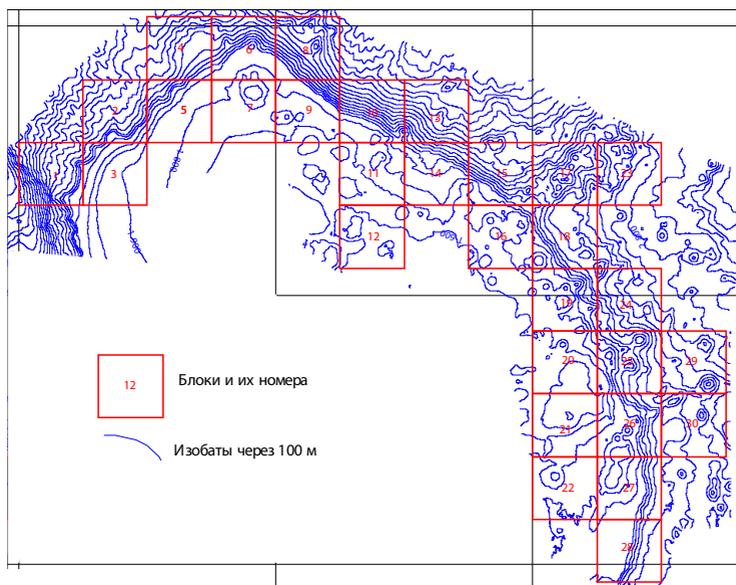


Рисунок 1. Участок работ на гайоте Говорова

2275 м на северо-западе (блок 3). Минимальная отметки глубины на этом участке – 1425 м - приурочена к крупному пологому куполу размером 5×4 км и высотой 100 м в северо-восточной части плато (блок 21). Максимальные глубины – 4125 м – в северо-западной части (блок 1).

Уклоны дна в пределах блоков варьируют от градации 0°±2° на вершинном плато до более 25° сразу за бровкой вершинной поверхности в верхних частях склонов. Блоков, имеющих исключительно пологие поверхности, нет. Даже в блоках, находящихся целиком на вершинном плато, распространены вулканические мезоформы, имеющие крутые поверхности склонов.

Корковое оруденение приурочено к глубинам 1425-3000 м, редко ниже. До четверти площади приходится на безрудные участки, представленные главным образом карбонатными и карбонатно-глинистыми осадками, часть из которых вмещает в себя железомарганцевые конкреции. Безрудные участки располагаются на вершинных поверхностях, террасовидных участках и нижних частях склонов. Обширные поля осадков характерны для блоков, примыкающих к вершинной поверхности гайота.

Характер оруденения определяется, главным образом, сложностью рельефа. Наиболее сложный мозаичный характер присущ оруденению

периферии плато, где отмечены многочисленные вулканические постройки, межгорным впадинам между ними, многочисленным малоамплитудным грядам и ложбинам. Здесь имеется и концентрически-зональное, и лентовидное оруденение с различными условиями локализации корок. Склоновое оруденение менее сложное, в основном - лентовидное.

По результатам геологического опробования методами драгирования, бурения неглубоких скважин и с использованием телевизионного грейфера, средние мощности корок изменяются от 2,0 до 15,2 см. Рудный контур (с мощностью корок более 4 см) располагается на глубинах от 1425 до 3000 м, охватывая периферические части вершинного плато, верхние и в меньшей степени средние участки склонов, протягиваясь с юго-запада на северо-восток, в блоке 6 меняя направление на юго-восток, а в блоке 18 – на юг. Протяженность рудного контура достигает 66 км, ширина изменяется от 1,3 до 12,5 км. Рудный контур характеризуется неправильными изрезанными краями. На его площади выделено большое количество безрудных окон различных форм и размеров, представленных просто осадками и осадками, заполненными железомарганцевыми конкрециями.

Покровы корок **мощностью более 10 см** занимают до 27 % рудного контура. Большая их часть залегает на вершинной поверхности гайота, меньшая - на гребне северо-восточного отрога и верхних участках склонов, примыкающих к бровке гайота. **Первая**, наиболее продуктивная зона корок с высокими мощностями, расположена в восточной части (блоки 16, 19, 20, 21, 25, 26) на глубинах от 1425 до 1700 м. Она имеет овальную форму, вытянутую в субмеридиональном направлении до 16 км со средней шириной около 4 км. Мощность корок по станциям драгирования изменяется от 10,0 до 10,3 см, а по керну скважин – от 10,0 до 14,5 см. **Вторая** продуктивная зона зафиксирована в северной части. Она имеет полосовидную форму, протяженность ее составляет 23 км при ширине от 1 до 3 км. Приурочена к глубинам от 1600 до 2300 м, опускаясь до глубины 2600 м. Большая часть оруденения тяготеет к вершинной поверхности гайота, меньшая - к верхним участкам склонов. Средняя мощность корок на склонах по данным драгирования - от 10,0 до 11,2 см. На вершинной поверхности по керну скважин мощность от 10,0 до 15,2 см.

Корковые покровы **мощностью от 7 до 10 см** занимают четвертую часть промышленного оруденения. Они широко развиты на вершинной поверхности плато в интервале глубин от 1425 до 1900 м, в меньшей степени - на северо-восточном отроге и локальных склоновых участках до глубины 2600 м. Выделяется несколько зон корок этой градации. **Самая крупная** зона расположена в центральной части, протягиваясь полосой с северо-запада на юго-восток на расстояние 30 км, захватывая верхнюю часть северо-восточного отрога. Максимальная ширина полосы – 5 км (в блоках 6 – 7). В южной части эта зона выходит за пределы блоков РРР. Внутри зоны

отмечаются безрудные участки, связанные с аккумуляцией карбонатных осадков, а также поля развития конкреций. Площади конкреционных полей и безрудных участков изменяются от 0,2 до 4,4 км². Мощность корок по данным геологического опробования изменяется по драгам от 8,1 до 9,0 см, по скважинам – от 7,5 до 9,5 см. **Вторая** по величине зона расположена в южной части (блоки 21, 22, 26, 27). Она имеет овальную форму размером 7,2 x 4,2 км. В ее восточной части околтурено поле осадков площадью 6 км². Мощность корок по керну скважин 8,5 см.

Покровы корок **мощностью от 4 до 7 см** составляют примерно половину рудного контура. Большая часть их находится на склонах, в их верхних и средних частях, меньшая – на вершинных поверхностях. По данным геологического опробования выделено несколько таких зон. **Первая**, площадью 115 км², занимает восточную часть полигона. Протяженность ее с севера на юг достигает 30 км, максимальная ширина до 8 км. Большая часть оруденения приурочена к глубинам 1700-2700 м. Мощность корок по станциям драгирования, изменяется от 4,0 до 6,9 см. Внутри этой зоны имеются безрудные участки, представленные осадками с конкрециями и без конкреций, различной формы - вытянутой и округлой, площадью от 0,3 до 3,3 км². **Вторая зона**, площадью 32 км², проходит лентовидной полосой по северному и северо-восточному склонам. Она расположена в интервале глубин от 2000 до 2900 м, примыкая к полям корок с более высокими мощностями. Ее протяженность достигает 30 км при средней ширине около 1,6 км. Значения мощностей корок по данным драгирования составляют от 4,3 до 6,9 см. Здесь также отмечены безрудные окна площадью от 0,2 до 0,5 км². **Третья зона** околтурена в западной части кластера на глубинах от 1800 до 2500 м. Большая часть корок расположена на вершинной поверхности гайота. Площадь зоны около 18 км², протяженность 9 км при средней ширине 2 км. Мощность корок по данным опробования драгой и скважиной составляет 4,5 и 5,3 см. В пределах этой зоны имеется вытянутое вдоль бровки гайота поле осадков с конкрециями площадью 1,7 км².

Покровы корок **мощностью от 1 до 4 см** расположены на глубинах от 2200-2600 до 3000 м и более. Корки мощностью менее 1 см развиты на западе полигона (блоки 1, 2, 4) и располагаются в нижних частях склонов на глубинах от 2700 м и ниже. Они подстилают корковые покровы мощностью от 1 до 4 см.

В пределах промышленного контура по данным 76 станций (48 драг и 28 скважин) построена гистограмма распределения мощностей корок (рис. 2). Распределение параметра носит сложный полимодальный характер. Выделяется несколько областей корок с повышенными значениями мощностей. Преобладают корки толщиной от 5 до 9 см, с пиком в области 5–6 см. На эти корковые покровы приходится около 48 % площади рудного контура. Вторая обширная область развития, около 41 % промышленного

оруденения, характерна для корок толщиной от 9 до 14 см с пиком в районе 10–11 см. Корки других градаций находятся в подчиненном значении. Среднее значение мощности корок по рудному контуру составляет 8,7 см, при минимальном – 4,0 см и максимальном - 15,2 см.

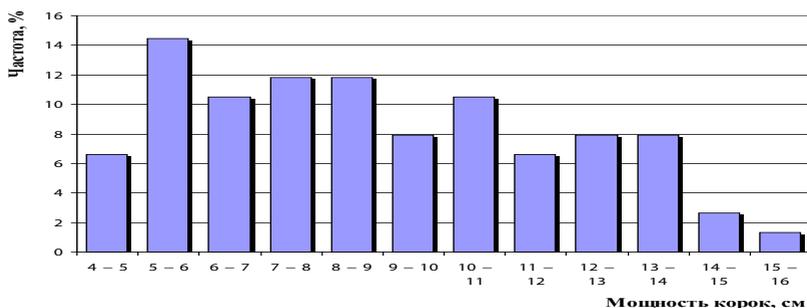


Рис. 2. Распределение мощностей корок в пределах рудного контура

Таким образом, в результате проведенных исследований были подтверждены имеющиеся ранее представления о зависимости распределения коркового оруденения от характера рельефа поверхности. Также были подробно изучены геоморфологическое строение и характер рудопроявления в каждом конкретном блоке, входящем в Российский разведочный район. Получение адекватных представлений о топографии морского дна и характере оруденения особенно важно при проведении дальнейших геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Мельников М.Е. Особенности строения северо-восточного склона гайота Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т. 29. № 4. С. 34–44.
2. Sedysheva T.Ye., Melnikov M.Ye. Peculiarities of morphological structure of the Govorov guyot and its influence on the character of oxide ferromanganese crusts ores (The Magellan Seamounts, The Pacific Ocean) // Minerals of the Ocean – 4 Future Developments. International Conference Abstracts. 12–15 May, 2008, St. Petersburg, Russia. P. 56–58.
3. Sedysheva T.Ye., Pulyaeva I.A. Geological-geomorphological structure and deposit of the site of works on Govorov Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean) // Minerals of the Ocean – 9. Abstracts. 5–7 June, 2018, VNIIOceangeologia, St. Petersburg, Russia. P. 159–163.

The geomorphological features are considered of the site of the Govorov guyot within selected exploration blocks. Blocks are characterized by varying degrees of ores. The nature of ores considered. The histograms distribution thickness crusts built as a result dredging and drilling. Section for drilling wells was built in the area of the polygon in order to study the variability of the thickness of ore crust.

Харин Г.С.¹, Жуковская И.П.², Ерошенко Д.В.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru; ²«Национальный парк «Куршская коса», п. Рыбачий, Калининградская область, e-mail:nehrung2@mail.ru)

Грубообломочный каменный материал на пляжах и подводных склонах Куршской косы (распространение, состав, источники, значение)

Kharin G.S.¹, Zhukovskaya I.P.², Eroshenko D.V.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Federal State Budget Institution "Curonian Spit National Park")

Coarse stone material on beaches and underwater slopes of the Curonian spit (distribution, composition, sources, value)

Ключевые слова: Куршская коса, пляж, грубообломочный каменный материал

Исследованы состав, закономерности образования и размещения грубообломочного каменного материала на пляжах Куршской косы. Определены источники и способы его поступления, связанные с поставкой ледниками горных пород из Скандинавии и дна Балтийского моря.

На морском побережье Калининградской области часто встречаются скопления грубообломочного каменного материала. Особенно хорошо они заметны на пляжах Куршской косы, где образуют различной ширины полосы, начиная от уреза воды и до берегового склона. Каменистые пляжи иногда тянутся несколько километров, сменяясь песчаными пляжами, содержащими небольшое количество мелких камней. По распределению количества и составу грубообломочного каменного материала (галька, валуны) на пляжах Куршской косы можно выделить следующие участки:

0–4-й км – участок, где в урезе воды всегда встречаются полоса валунов, гальки шириной от 0,2 до 1,0 м. Его состав характеризуется преобладанием осадочных пород до 50 %; это серые песчаники, кремнистые породы, в песчаниках часто попадаются губки, мшанки, белемниты (10–25% – розовые граниты рапакиви, гранодиориты, гнейсы; до 15% – различные редко встречающиеся породы – габбро, порфириды, пироксениты, диабазы, базальты);

4–8-й км – участок, где валунами и галькой в течение трех сезонов года, кроме летнего, сложен пляж. В летнее время участок заносится песком, с началом штормовой погоды снова открываются (30–45 % – песчаники серые, красные, с включениями мшанок; 30–50 % – розовые граниты рапакиви, гранодиориты); 5–10 % – кремнистые осадочные породы, порфиры, габбро).

8–14-й км – участок с преобладанием каменного материала в урезе воды и отдельных валунов, выброшенных во время осенне-зимних штормов,

расположенных у подножья авандюны. Их состав: песчаники серые и красные (до 45%); граниты и гранодиориты, гнейсы (до 50%); породы, редко встречающиеся (до 5%) среди каменного материала побережья: габбро, диабазы, базальты.

14–35-й км – участки с отдельными (до 10 штук на метр) скоплениями гальки, расположенными в одном метре от уреза воды.

35–49-й км – участок представлен только песками. В летнее время встречается мелкая галька в урезе. По составу это серые песчаники.

Количество грубообломочного каменного материала (ГКМ) вдоль морского пляжа Куршской косы уменьшается по направлению от г. Зеленоградска к пос. Морское. И оно (количество) прямо зависит от глубины залегания моренного фундамента косы (рис. 1). Намечается, что чем ближе к дневной поверхности находится фундамент, тем больше на пляжах косы количество ГКМ. Характерно, что в речной долине-врезах на косе при бурении выявлены мощные (до 20 м) толщи ГКМ, которые сформировались при размыве реками моренных отложений. На пляжах косы залежи ГКМ в основном образовались при штормовых размывах непосредственно моренного фундамента; частично, видимо, они являются реликтами долинных залежей ГКМ. Но в целом ГКМ пляжей Куршской косы являются реликтом моренных отложений.

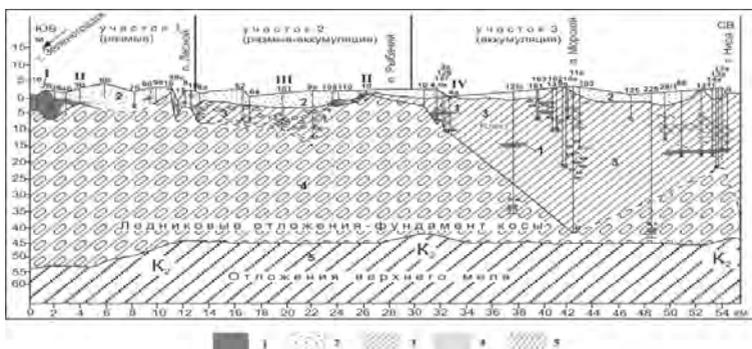


Рисунок 1. Геолого-литологический разрез вдоль осевой части Куршской косы от г. Зеленоградска до пос. Нида: 1–4 – современные (голоценовые) отложения Куршской косы: 1 – грубообломочный каменный материал; 2 – торфа и сапропели; 2 – разнородные пески; 4 – речные и делювиальные пески, илы с линзами торфа и сапропеля; 5 – плотные ледниковые и межледниковые отложения (валунные суглинки, глины, пески); 6 – отложения верхнего мела (известковые пески, мел, мергели). 0 на вертикальной шкале – уровень Балтийского моря.

Как известно [1, 5], современное положение Куршской косы и ее пляжей оформлялось около 4–5 тысяч лет назад при трансгрессии Литоринового моря

за счет скопления осадков вдольберегового потока наносов вдоль цепочки моренных островов и затопленных моренных гряд, расположенных восточнее Самбийского полуострова. Моренные острова, банки, гряды, и другие ледниковые образования в силу своей устойчивости к абразионным процессам из-за высокого содержания ДКМ задерживали миграцию косы при колебаниях уровня моря, а при штормовых размывах поставляли осадочный материал для роста пляжей косы. Об этом свидетельствуют возникающие на пляжах гранатовые и рудные россыпи, образованные за счет гранатовых гнейсов [4].

Ряд исследователей отрицают экзарирующую и транспортирующую роли ледников в переносе и переотложении каменного материала, полагая, что конечно-моренные пояса образуются над зонами глубинных разломов и являются тектоническими брекчиями местных пород фундамента [8]. Но это представление противоречит многочисленным данным по геологии дна Балтийского моря, в том числе и данным бурения [1–3, 5–7].

Рассмотрев состав ГКМ, считаем, что грубообломочный каменный материал морен оставался на месте как реликт и сформировал разнообразный каменный материал с возрастом от докембрия (1 млрд. лет) до палеогена (66 млн. лет) (рис. 2, табл. 1). Хотя данный материал и является местным, в качестве его источника надо рассматривать реликты размывающейся морены, на которой залегают осадки косы. Грубообломочный каменный материал морен Куршской косы был сформирован в результате нескольких (не менее шести) ледниковых циклов в период 1,7–0,12 млн. лет назад при надвигании ледников Скандинавии на Европу [2]. Куршская коса с ее пляжем возникла намного позже (4–5 тыс. лет назад) [1, 5]. Поэтому, считать, что каменный материал был принесен на ее пляжи ледником или айсбергами нельзя, т.к. к этому времени они растаяли.

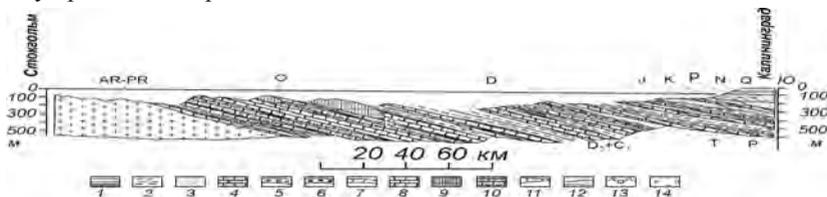


Рисунок 2. Геологический разрез по линии Стокгольм — Калининград:
 1 – глины и аргиллиты; 2 – алевриты и алевролиты; 3 – пески; 4 – песчаники; 5 – галечники и конгломераты; 6 – желваки и гальки фосфоритов; 7 – мергели; 8 – известняки; 9 – массивы рифовых известняков; 10 – глинистые известняки; 11 – доломиты; 12 – доломитистые известняки; 13 – гипсы и ангидриты; 14 – граниты, гнейсы, гранитоидные, кристаллические сланцы. Буквенные обозначения возраста: AR+PR – архей-протерозой, O – кембрий, O – ордовик, D – девон, S – силур, D3+C1 – поздний девон – ранний карбон, P – пермь, T – триас, J – юра, K – мел, P – палеоген, N – неоген, Q – четвертичный.

Таблица 1. Минеральный и петрографический составы гравийной смеси Куйбышевского месторождения и характер ее устойчивости к воздействию водной среды и вибрационным нагрузкам

Минералогические и петрографические компоненты	Количество изученных галек	% содержания в пробе	Характеристика устойчивости к внешним воздействиям
Кварциты, кварц, яшмы	93	17	Очень устойчивы к нагрузкам, вибрации и агрессивной (водной) среде
Граниты, диориты, диабазы	164	30	Достаточно устойчивы к нагрузкам, менее – к вибрациям и водной среде
Песчаники, алевролиты	34	6,3	Среднеустойчивы к нагрузкам
Известняки, доломит, мел, мелоподобные обломки	248	45,4	Слабоустойчивы к нагрузкам, разлагаются в кислой водной среде
Фосфориты кремнистые	7	1,3	Устойчивы к нагрузкам, разлагаются в кислой водной среде

ВЫВОДЫ

1) грубообломочный каменный материал Куршской косы и Калининградской области сформировался в результате нескольких (не менее шести) ледниковых циклов седиментации, при надвигании ледников Скандинавии на Европу [2];

2) образовались протяженные конечно-моренные гряды и ложбины выпахивания;

3) таяние ледникового покрова и повышение уровня океана привели к возникновению Балтийского моря, которое унаследовало формы рельефа, созданные при движении ледниковых масс со Скандинавии на Европу;

4) ледниковые отложения послужили главным объектом седиментогенеза Балтийского моря;

5) наличие на дне Балтийского моря устойчивых моренных гряд, бронированных грубообломочным каменным материалом, способствовало образованию цепочки моренных островов;

6) осадки вдольбереговых потоков наносов, задерживаемые островами, соединили их и образовали косы, в том числе и Куршскую косу;

7) продолжение эпохи потепления климата на Земле приведет к повышению уровня океана (до 1,5–2 м в конце этого столетия). Уже при повышении уровня на 0,5 м начнется размыв Куршской и Балтийской кос;

8) на месте Куршской косы появятся острова, сложенные грубообломочным каменным материалом и моренами;

9) для защиты кос и берегов Балтики возникает необходимость строительства дамб-плотин через древние и возникающие новые проливы.

Работа выполнена в рамках госзадания (тема № 0149-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А. И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998.
2. Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Кокелас, 1979. 95 с.
3. Гарвидас Р.И. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, 1967. С. 161–180.
4. Жуковская И.П., Харин Г.С. и др. Формирование рудоносных гранатовых песков на пляжах Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2016. С. 177–190.
5. Харин Г. С. Геология Куршской косы. Калининград: Янтарный сказ, 2008. С. 101–122.
6. Харин Г.С. Структурно-формационное районирование // Система Балтийского моря. Москва. Научный мир. 2017. С. 359–373.
7. Харин Г.С., Жуковская И.П. Типы осадков и разрезов верхнечетвертичного чехла и геологическая устойчивость Куршской косы (Балтийское море) // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 215–233.
8. Чувардинский В. Г. О происхождении конечно-моренных поясов на Восточно-Европейской платформе // Известия географического общества. 2011. № 6. С. 30–36.

The composition, patterns of formation and placement of coarse stone material on the beaches of the Curonian Spit are investigated. The sources and methods of its receipt, associated with the supply of glaciers of rocks from Scandinavia and the bottom of the Baltic Sea are determined.

**Харин Г.С.¹, Жуковская И.П.², Ерошенко Д.В.¹,
Машевская Л.А.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru; ²«Национальный парк «Куршская коса», п. Рыбачий, Калининградская область, e-mail: nehrung2@mail.ru); ³«Музей Мирового океана», e-mail: museum@world-ocean.ru)

**Залежи торфа и их влияние на устойчивость балтийских
кос**

**Kharin G.S.¹, Zhukovskaya I.P.², Eroshenko D.V.¹,
Malashevskaya L.A.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²“Curonian Spit National Park”; ³The Museum of the World Ocean)

Peat pots and their influence on the stability of Baltic spits

Ключевые слова: залежи торфа, Юго-Восточная Балтика, коса, геологическая устойчивость, Куршская коса, Балтийская коса, коса Хель.

На геологическую устойчивость к денудационным процессам песчаных кос в Юго-Восточной Балтике влияет неоднородность осадочной толщи, формирующее геологическое тело косы, и в которой бурением вскрыты залежи торфа различной мощности и протяженности. Подробное изучение торфяных прослоев в осадках Куршской, Балтийской (Вислинской) кос и косы Хель позволит объективно оценить геологическую устойчивость этих уникальных природных объектов.

В Юго-Восточной части Балтийского моря находятся 3 косы (Куршская, Балтийская-Вислинская и Хель) (рис. 1), возникшие в верхнечетвертичное (литориновое) время, при колебаниях уровня Балтики. Преимущественный состав осадков этих кос терригенный (морские и лагунные пески, илы). Осадки, в основном, приносятся вдольбереговыми течениями с разрушающихся берегов, водно-ледниковых осадков и морен.

В разных пропорциях в составе перечисленных кос находятся залежи, прослой и линзы торфа.

Среди осадков и разрезов четвертичного чехла Куршской косы существенно преобладают 4 типа разрезов: 1 – торфяной, 2 – торфо-песчаный, 3 – гравийно-песчаный, 4 – илисто-песчано-сапропелевый [1]. При детальном исследовании Калининградского побережья и Куршской косы выяснено [1–3], что их слабоустойчивые участки представлены в основном торфяным типом разрезов, где залежи торфа слагают до 70% от общей массы осадков (рис. 2). Нашей целью является: 1 – сопоставить литологические разрезы трех кос Юго-Восточной Балтики; 2 – определить роль залежей торфа в составе Балтийской косы и косы Хель; 3 – провести комплексный анализ геологической устойчивости этих кос по сравнению с Куршской.

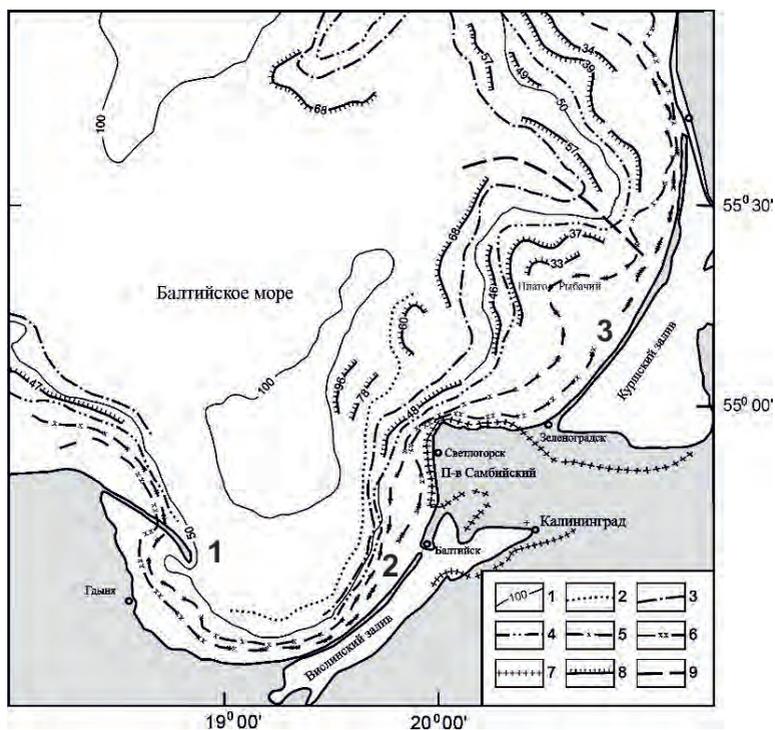


Рис.1. Положение древних береговых линий и уступов в рельефе дна Юго-Восточной Балтики подводного склона Куршской косы и Самбийского полуострова [1]. 1 – изобаты, м; 2–8 – древние береговые уступы и уровни моря: 2 –Балтийского ледникового озера (75–70 м), 3 – иольдиевые (62–55 м), 4 – первый анциловый (42–35 м), 5 – первый литориновый (32–27 м), 6 – второй литориновый (20–16 м), 7 – третий литориновый (0 ÷ +3 м), 8 – уступы в рельефе дна, принадлежность которых к определенной стадии моря не выявлена (цифрами указаны глубины моря над уступами); 9 – ось долины Пра-Немана. Цифры на карте – положение кос: 1 – коса Хель, 2 – Коса Балтийская (Вислинская), 3 – коса Куршская

Материалами для статьи послужили собственные данные по Куршской косе и публикации по Вислинской косе и косе Хель. На рис. 2 и 3 видно, что на Куршской косе в верхней части осадочного чехла залегают крупная залежь торфа и несколько мелких залежей. На отрезке 0–4 км расположено торфяное тело мощностью до 10 м, заполняющее долину древней реки. Это тело прослеживается и на морском склоне косы. Оно размывается при штормах, и море постепенно проходит в когда-то существовавший

на этом месте палеопроток. Остальные залежи торфа (их около 10) имеют небольшие размеры и пока не оказывают влияние на устойчивость косы к денудационным процессам.

На косе Хель в верхнечетвертичном осадочном чехле в 3-х скважинах (из 7) среди песков обнаружены прослои и линзы торфа толщиной в 0,2–0,3 м (рис. 3). На Вислинской косе также среди песков выявлено до 3-х прослоев толщиной 0,1–0,2 м [4]. Их влияние на устойчивость кос пока неясно.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При современном уровне моря на устойчивость кос влияют только крупные залежи торфа, мощность которых 5-10 м. Они легко размываются и открывают дорогу морской воде в тело Куршской косы.

Мелкие залежи торфа (толщиной до 0,5 м) пока не влияют на устойчивость кос.

При повышении уровня моря обстановка может измениться, т.к. суммарное воздействие (размыв) мелких залежей торфа значительно возрастет и ослабит устойчивость кос.

Работа выполнена в рамках госзадания (тема № 0149-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С., Жуковская И.П. Типы осадков и разрезов верхнечетвертичного чехла и геологическая устойчивость Куршской косы (Балтийское море) // Литология и полезн. ископаемые. 2013. № 3. С. 215–233.
2. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Геологические критерии устойчивости и слабые участки калининградского побережья // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия Национального Парка «Куршская коса»: сборник статей. Калининград: БФУ им. И.Канта, 2012. № 7. С. 183–200.
3. Харин Г.С., Харин С.Г., Ерошенко Д.В. Инженерно-геологические аспекты освоения Калининградского морского побережья // Геоэкология. 2010. № 6. С. 442–452.
4. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Крупные аккумулятивные формы на берегах Юго-Восточной Балтики // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 641–649.

The geological resistance to sandstone denudation processes in the Southeast Baltic is affected by the heterogeneity of the sedimentary stratum, which forms the geological body of the spit, and in which peat deposits of various thicknesses and lengths are discovered by drilling. A detailed study of peat beds in sediments of the Curonian, Baltic (Vistula) spit and Hel spit will allow an objective assessment of the geological stability of these unique natural objects.

Для заметок

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 18–22 ноября 2019 г.

Том II

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

Адрес Издательства: 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, тел. +7 (495) 719-0035, доб. 03-03

Shirshov Institute of Oceanology Publishing House, Russian Academy of Sciences
36, Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia
Tel.: +7 (495) 719-0035, ext. 03-03
e-mail: publishing@ocean.ru, <http://www.ocean.ru>

Сдано в набор 28.10.2019 г. Подписано к печати 31.10.2019 г.
Формат бумаги 62 × 94^{1/16}. Бумага офсет № 1, 80 г/м². Гарнитура Таймс.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 18,9. Уч. изд.л. 20,0.
Тираж 200 экз. Зак. № 141954 от 06.11.2019

Отпечатано в типографии: ПАО «Т8 Издательские Технологии»
109316, Москва, Волгоградский пр-т, д. 42, корп. 5, офис 6