



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



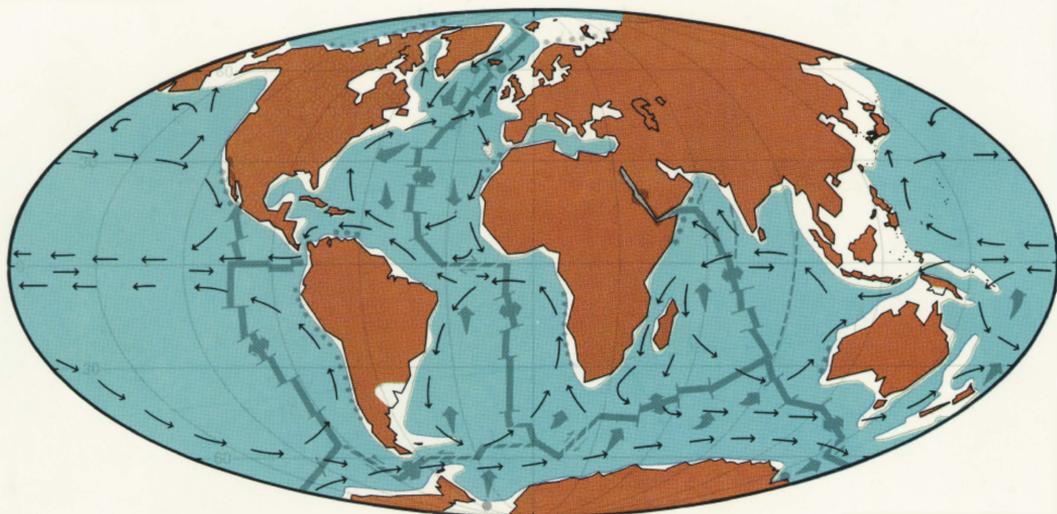
Материалы
XXII
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2017

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том II



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 20–24 ноября 2017 г.

Том II

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 20–24, 2017

Volume II

Москва / Moscow
ИО РАН / IO RAS
2017

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ИО РАН, 2017. – 381 с.

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

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

Материалы опубликованы при поддержке издательства ГЕОС.

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 XXII International Conference on Marine Geology. Vol. II. – Moscow: IO RAS, 2017. – 381 pp.

The reports of marine geologists, geophysicists, geochemists and other specialists of marine science at XXII 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, oil and gas in the seas and oceans, hydrothermal systems, ores, mineral resources in the seas and oceans.

Chief Editor
Academician A.P. Lisitzin
Editors Dr. N.V. Politova, Dr. V.P. Shevchenko

ISBN 978-5-89118-758-0
ББК 26.221

© ИО РАН 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Морская геология Арктики и Антарктики, результаты российско-германских исследований	
<i>Афанасьева В.К. и члены экспедиции PS104</i>	19
Информационное сообщение по итогам международной экспедиции на НИС «Полярштерн» в море Амундсена	
<i>Бадюков Д.Д., Гордеев В.Ю., Горшкова О.М., Пацаева С.В., Чевель К.А.</i> Флуоресценция и органический углерод РОВ в прибрежной зоне Западной Арктики	21
<i>Доронин Д.О., Ваништейн Б.Г., Нестеров А.В.</i>	26
Неотектоническая активность в районе Кольско- Канинской моноклинали и её отражение в гидрологических параметрах водной толщи	
<i>Друщиц В.А.</i> Интенсивность тектонических движений в морях российской Арктики в позднем кайнозое	29
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Гидраты природного газа в отложениях гляциальных и перигляциальных шельфов Арктики	34
<i>Колесник О.Н., Колесник А.Н., Вологина Е.Г.</i> О минеральном составе четвертичных осадков южной окраины Чукотского плато, Северный Ледовитый океан	39
<i>Крылов А.А.</i> История ледового режима в центральной Арктике в плейстоцене по данным распределения минералов тяжелой фракции	43
<i>Левитан М. А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.Д.</i> Литолого-фациальная структура и количественные параметры отложений плейстоценового возраста в Беринговом море	45
<i>Логвина Е.А., Крылов А.А., Семенов П.Б., Матвеева Т.В.</i>	50
Возможность формирования аутигенных минералов в условиях субаквального раннего диагенеза (Карское море)	
<i>Логвина Е.А., Крылов А.А., Талденкова Е.Е., Блинова В.Н., Сапега В.Ф., Новихин А.Е., Кассенс Х., Баух Х.А.</i>	55
Аутигенные минералы на континентальном склоне моря Лаптевых (условия и стадии формирования в позднем плейстоцене)	
<i>Малахова В.В., Елисеев А.В.</i> Динамика субаквальной	60

криолитозоны и зоны стабильности метангидратов арктического шельфа: результаты численного моделирования	
<i>Маслов А.В., Козина Н.В., Политова Н.В., Шевченко В.П.</i>	65
Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря	
<i>Маслов А.В., Шевченко В.П., Штайн Р., Герланд С.</i>	70
Некоторые геохимические особенности осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Западной Арктики	
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В.</i> Абразия горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья, 2012–16 гг.	75
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В.</i> Абразия горных пород в литоральной зоне Карельского побережья, 2006–16 гг.	80
<i>Найдина О.Д., Баух Х.А.</i> Условия в Арктике по данным изучения микрофоссилий из послеледниковых осадков моря Лаптевых	84
<i>Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Чистякова Н.О., Степанова А.Ю., Шпильхаген Р.</i> Позднечетвертичные реконструкции палеоклимата в проливе Фрама в контексте проникновения атлантических вод в Арктику	87
<i>Реджепова З.Ю., Немировская И.А.</i> Изменчивость углеводородов в барьерных зонах арктических рек	91
<i>Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И.</i> Новые данные о границах Новоземельского оледенения по геофизическим данным	96
<i>Рубан А.С., Панова Е.В., Дударев О.В.</i> Некоторые результаты сезонных литолого-биогеохимических исследований на участке подводного берегового склона губы Буор-Хая (море Лаптевых)	101
<i>Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченова Е.С., Жилкина А.В.</i> Реконструкция современных условий седиментации на основе изучения поверхностного слоя донных осадков Карского моря	105
<i>Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Толмачева Т.Ю., Александрова Г.Н., Исакова Т.Н., Милес Л.В.</i> Геологический разрез фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане по данным глубоководных исследований	110

<i>Харин Г.С., Политова Н.В., Лисицын А.П., Ерошенко Д.В., Кравчишина М.Д., Козина Н.В., Булохов А.В.</i>	115
Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря	
<i>Холмянский М.А., Анохин В.М., Карташев А.О., Владимирова М.В.</i>	120
Характеристика типов криолитозоны Западно-Арктического шельфа России	
<i>Элькина Д.В., Пискарев А.Л.</i>	124
Первые результаты палеомагнитных исследований четвертично-плиоценовых скоростей осадконакопления на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, Северный Ледовитый океан	
<i>Кругликова С.Б., Андерсон О.Р., Бьерклунд К.Р., Петрушевская М.Г., Матиль А.Г.</i>	128
Морфологическая вариабельность скелетов <i>Actinopta</i> в Арктике: интенсивное видообразование или морфогенез?	
<i>Thiede J.</i>	131
Mysteries of the Cenozoic Arctic Ice Covers: Things to be done; a challenge to the international polar science community!	

Нефть и газ на дне морей и океанов

<i>Баренбаум А.А.</i>	135
Балансовая оценка скорости образования аквамариновых метаногидратов	
<i>Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.</i>	140
Новая концепция образования нефти – главный способ формирования залежей	
<i>Бочкарев А.В., Матвеева Т.В.</i>	145
Особенности теплового поля в пределах субмаринной зоны стабильности газовых гидратов	
<i>Валяев Б.М., Дремин И.С.</i>	150
Конвекционный рециклинг и мантийно-короевое взаимодействие в процессах дегазации Земли и генезиса углеводородных флюидов и месторождений	
<i>Ванштейн Б.Г., Ермакова Л.А., Доронин Д.О.</i>	154
Использование данных STD-зондирования водной толщи в газогеохимических исследованиях в пределах перспективных нефтегазоносных площадей (на примере Долгинского нефтяного месторождения)	
<i>Вахнин М.Г.</i>	158
Перспективы нефтегазоносности локальных	

структур шельфа Печорского моря	
<i>Ершова Д.К., Гильмуллина А.А., Мордасова А.В., Сулова А.А., Ступакова А.В.</i> Мезозойские углеводородные системы Баренцевоморского нефтегазоносного бассейна	161
<i>Забанбарк А.</i> Особенности скопления углеводородов на континентальной окраине Западной Африки	165
<i>Конюхов А.И.</i> Осадочные формации на окраинах материков в эпохи климатической нестабильности палеозоя и мезозоя	170
<i>Круглякова М.В.</i> Геологические риски и вероятность открытия промышленных залежей нефти и газа в северо-восточной части Черного моря	174
<i>Круглякова М.В.</i> Формирование нефтегазоматеринских толщ, коллекторов и покрышек в северо-восточной части Черного моря	179
<i>Круглякова Р.П., Шевцова Н.Т.</i> Геоакустические и газогеохимические признаки гидратоносности континентального склона северо-востока Черного моря	184
<i>Крылов А.А.</i> Аутигенные карбонаты как возможный поисковый признак УВ	189
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</i> Оценка перспектив газоносности поискового участка в районе месторождения на шельфе ЮАР частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ	191
<i>Левашов С.П., Самсонов А.И., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</i> Перспективы нефтегазоносности структур «Белосарайская» и «Ударная» в Азовском море по данным частотно-резонансной обработки спутникового снимка	196
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</i> Предварительные результаты оценки перспектив нефтегазоносности участка бурения скважины “Onisiforos West-1” в Средиземном море (блок 11, шельф Кипра)	201
<i>Ломтев В.Л.</i> К строению и газоносности западной части Каролинской плиты (ложе Пацифики)	206
<i>Неевин И.А., Жамойда В.А., Капустина М.В., Ткачева Е.С., Буданов Л.М.</i> Новые данные о распространении покмарков в восточной части Финского залива в районе	211

острова Гогланд	
<i>Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Телегин Ю.А.</i> Участие природных газов в геологических процессах Земли	215
<i>Соловьев В.Д., Корчагин И.Н., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Божжежа Д.Н.</i> Геофизические аномалии и глубинная природа крупных скоплений углеводородов в восточном Средиземноморье	220
<i>Суетнова Е.И.</i> Газовые гидраты в зонах подводного грязевого вулканизма. Математическое моделирование скорости их накопления	225
<i>Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.</i> Аномалии гелия и водорода в гидратоносных осадках юго-западного шельфа и склона о. Сахалин	228
<i>Телегин Ю.А., Обжиров А.И.</i> Признаки пространственно-генезисной взаимосвязи газогидратов и нефтегазовых залежей присахалинских акваторий	232
<i>Ткаченко Г.Г., Ваништейн Б.Г., Мозгов Е.В.</i> Перспективы нефтегазоносности Байдарацкой губы (Карского моря) по результатам комплексной газогеохимической съемки	235
<i>Туманов В.Р.</i> Предполевой комплекс космогеологических методов поисков углеводородного сырья	237

Гидротермы и руды на дне океанов и морей

<i>Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Можеровский А.В.</i> Рудные корки возвышенности Первенца (Японское море)	243
<i>Батурин Г.Н., Добрецова И.Г.</i> Новые данные о составе металлоносных осадков Срединно-Атлантического хребта	248
<i>Габлина И.Ф.</i> Морфологические, структурные и минеральные особенности различных генетических типов сульфидных руд САХ	253
<i>Голубова Н.В., Рубан Д.А.</i> Гидротермальная активность на дне Кавказского моря как фактор концентрации бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи	256
<i>Жмодик С.М., Лисицын А.П., Симонов В.А., Богданов Ю.А., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Жмодик А.С.</i> Золото в образцах океанических сульфидных руд гидротермальных полей Логачев и Брокен Спур (САХ)	260
<i>Коновалов Ю.И., Лучшева Л.Н., Курносов В.В.</i>	265

Распределение ртути и ее термоморф в осадочном покрове из центра спрединга Срединной Долины хребта Хуан-де-Фука	
<i>Масленников В.В.</i> Сравнительный анализ древних и современных «черных курильщиков»	270
<i>Молодцова Т.Н., Галкин С.В., Гебрук А.В., Добрецова И.Г.</i> Фауна мягкого осадка и неактивных гидротермальных сульфидных построек в Российском разведывательном районе на Срединно-Атлантическом хребте	275
<i>Судариков С.М., Наркевский Е.В.</i> О гидротермальной природе оптических аномалий в Российском разведочном районе САХ	279
<i>Суханова А.А., Бабаева С.Ф.</i> Некоторые минеральные и геохимические особенности сульфидных руд РРР-ГПС-САХ	281
<i>Юбко В.М.</i> Особый тип внутриплитной эндогенной активности океанского дна и ее возможный рудогенный потенциал	284
<i>Яроцук Е.И., Астахова Н.В.</i> Гидротермальные отложения на возвышенности Южное Ямато (Японское море)	289

**Симпозиум им. П.Л. Безрукова "Полезные
ископаемые и минералогия океанов и морей"**

<i>Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е.</i> Оксидные руды океана: микростроение, генезис	293
<i>Батурин Г.Н.</i> Физические, химические и биологические факторы формирования фосфоритов в океане	298
<i>Батурин Г.Н.</i> Меловые и современные фосфориты Северной Африки и шельфа Намибии	303
<i>Бережная Е.Д., Дубинин А.В., Сафин Т.Х.</i> Вариации содержания элементов платиновой группы и золота в железомарганцевых корках Атлантического океана	308
<i>Блохин М.Г., Михайлик П.Е., Еловский Е.В., Зарубина Н.В., Остапенко Д.С.</i> Генезис баритов впадины Дерюгина (Охотское море)	312
<i>Брой Н.В.</i> Концепция экспозиционного раздела «Лаборатория Земли» Музейного центра «Планета океан»	317

<i>Глазырин Е.А.</i> К структуре геохимического поля подводного грязевого вулкана	321
<i>Дубинин А.В., Кузнецов А.Б., Римская-Корсакова М.Н., Сафин Т.Х.</i> Изотопы неодима и стронция в эмали зубов и железомарганцевых конкрециях Капской котловины: определение возраста и источников вещества	326
<i>Илатовская П.В., Ермакова Л.А., Ваништейн Б.Г.</i> Железомарганцеворудный процесс на континентальном шельфе Вьетнама и его связь с глубинными эманациями углеводородов	331
<i>Колесник А.Н., Колесник О.Н., Саттарова В.В.</i> Цветность и химический состав железистых конкреций Чукотского моря: количественная характеристика и взаимосвязь	335
<i>Константинова Н.П., Хейн Дж., Мизелл К., Черкашев Г.А., Ваништейн Б.Г.</i> Возможные источники терригенного вещества железомарганцевых корок Американо-Тихоокеанского бассейна СЛО в Неогене по данным изотопного состава	340
<i>Лыгина Т.И.</i> Сметтитовые глины центральной части зоны Клариян-Клиппертон – фациальные разновидности, проблемы генезиса	344
<i>Лыгина Т.И., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.</i> Результаты изучения магматических пород одного из участков зоны Клариян-Клиппертон (Тихий океан)	349
<i>Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Блохин М.Г., Зарубина Н.В.</i> Состав и время формирования железомарганцевой россыпи гайота Йомей (Императорский хребет, Тихий океан)	354
<i>Недумов Р.И.</i> Изменчивость содержаний основных рудных компонентов железомарганцевых образований в ряду озеро-море-океан	357
<i>Новиков Г.В., Лобус Н.В., Дроздова А.Н.</i> Изменение химического состава кобальтоносных железомарганцевых корок в водных растворах солей редкоземельных металлов	362
<i>Тарасенко Г.В., Демичева Е.А., Естурлиев А.Е.</i> Образование конкреций в океанах и континентах на основе холодного ядерного синтеза и электричества в земной коре	367

<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Пирокластические провинции и циклы эксплозивного вулканизма в бассейне Атлантического океана	372
<i>Харин Г.С., Жуковская И.П., Ерошенко Д.В., Исаченко С.М., Адамович А.Б.</i> Штормовые рудные и гранатовые россыпи на пляжах Куршской косы	377

CONTENTS

Marine geology of the Arctic and Antarctic regions, the results of German-Russian investigations	
<i>Afanasyeva V. and crew of expedition PS104</i> Report of preliminary results of international expedition to Amundsen Sea aboard RV “Polarstern”	19
<i>Badyukov D.D., Gordeev V.Y., Gorshkova O.M., Patsaeva S.V., Chevel K.A.</i> Fluorescence and organic carbon of DOM in the coastal zone of the Western Arctic	21
<i>Doronin D.O., Vanshtein B.G., Nesterov A.V.</i> Neotectonic activity in the region of the Kola-Kanin monocline and its reflection in the hydrological parameters of the water column	26
<i>Drouchits V.A.</i> Magnitude of tectonic movements in the Russian Arctic Seas for Late Cenozoic	29
<i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> Natural gas hydrates on the Arctic glacial and periglacial shelves	34
<i>Kolesnik O.N., Kolesnik A.N., Vologina E.G.</i> Mineralogical composition of Quaternary sediments from the southern extremity of the Chukchi Plateau, Arctic Ocean	39
<i>Krylov A.A.</i> The history of the ice regime in the Central Arctic during the Pleistocene according to the distribution of heavy minerals	43
<i>Levitan M.A., Gel'vi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D.</i> Lithological-facies structure and the quantitative parameters of the Pleistocene sediments in the Bering Sea	45
<i>Logvina E.A., Krylov A.A., Semenov P.B., Matveeva T.V.</i> The possibility of the authigenic minerals formation in early diagenesis subaquatic conditions (Kara Sea)	50
<i>Logvina E.A., Krylov A.A., Taldenkova E.E., Blinova V.N., Sapega V.F., Novikhin A.E., Kassens H., Bauch H.A.</i> Authigenic minerals at the Laptev Sea continental slope (formation conditions and stages in the late Pleistocene)	55
<i>Malakhova V.V., Eliseev A.V.</i> The subsea permafrost and methane hydrates stability zone dynamics at the Arctic shelf: the numerical modeling results	60
<i>Maslov A.V., Kozina N.V., Politova N.V., Shevchenko V.P.</i> Rare earth elements systematics in modern Barents Sea sediments	65

<i>Maslov A.V., Shevchenko V.P., Stein R., Gerland S.</i> Some geochemical characteristics of the Western Arctic ice-rafted sediments	70
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V.</i> Abrasion of rocks on the littoral zone of Murmansk coast, 2012–2016	75
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V.</i> Abrasion of rocks on the littoral zone of Karelian coast, 2012–2016	80
<i>Naidina O.D., Bauch H.A.</i> Conditions in the Arctic according to studying of microfossils from postglacial deposits of the Laptev Sea	84
<i>Ovsepyan Ya.S., Taldenkova E.E., Chistyakova N.O., Stepanova A.Yu., Spielhagen R.F.</i> Late Quaternary paleoclimate reconstructions in the Fram Strate region in relation to Atlantic water inflow to the Arctic	87
<i>Redzhepova Z.Yu., Nemirovskaya I.A.</i> Variability of hydrocarbons in barrier zones of the Arctic rivers	91
<i>Rekant P.V., Gusev E.A., Artemieva D.E., Zarhidze D.V., Shkarubo S.I.</i> New data on the boundaries of the Novaya Zemlya glaciation from geophysical data	96
<i>Ruban A.S., Panova E.V., Dudarev O.V.</i> Some results of seasonal lithologic-biogeochemical studies on the underwater slope of Buor-Khaya bay (Laptev Sea)	101
<i>Rusakov V.Yu., Kuzhmina T.G., Toropchenova E.S., Zhylkina A.V.</i> Sedimentation history reconstruction on the basis of study of the surface sea-floor sediments in the Kara Sea	105
<i>Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Tolmacheva T.Yu., Aleksandrova G.N., Isakova T.N., Miles L.V.</i> Geologic section of the Alpha-Mendeleev Rise basement (Arctic Ocean) on the results deep sea investigations	110
<i>Kharin G.S., Politova N.V., Lisitzin A.P., Eroshenko D.V., Kravchishina M.D., Kozina N.V., Bulokhov A.V.</i> Ice Rafted Coarse debris material on the Barents Sea bottom	115
<i>Kholmianskii M.A., Anokhin V.M., Kartashov A.O., Vladimirov M.V.</i> Characteristics of the cryolithozone types of the West Arctic shelf of Russia	120
<i>Elkina D.V., Piskarev A.L.</i> First results of paleomagnetic studies on the Quaternary-Pliocene sedimentation rates at the Mendeleev Rise, and Lomonosov Ridge (Arctic Ocean)	124
<i>Kruglikova S.B., Anderson O.R., Bjorklund K.R.,</i>	128

<i>Petrushevskaya M.G., Matul A.G.</i> Morphologic variability within Actinomma skeletons in the Arctic Ocean: Intense speciation or morphogenesis?	
<i>Thiede J.</i> Mysteries of the Cenozoic Arctic Ice Covers: Things to be done; a challenge to the international polar science community!	131

Oil and gas in the seas and oceans

<i>Barenbaum A.A.</i> Balance estimation of rate formation of marine methanohydrates	135
<i>Batalin O.Yu., Vafina N.G.</i> New concept of oil formation – the main way of hydrocarbon field formation	140
<i>Bochkarev A.V., Matveeva T.V.</i> Geothermal field features within the submarine gas hydrate stability zone	145
<i>Valyaev B.M., Dreamin I.S.</i> Convectional recycling and mantle-crust interaction in the processes of Earth degassing and hydrocarbon fluids and fields genesis	150
<i>Vanshtein B.G., Ermakova L.A., Doronin D.O.</i> Using the data of CTD-profiling of the water column in gas geochemical studies within the oil and gas bearing areas (on the example of the Dolginskoye oil field)	154
<i>Vakhnin M.G.</i> The oil and gas potential of local structures of the Pechora sea shelf	158
<i>Ershova D.K., Gilmullina A.A., Mordasova A.V., Suslova A.A., Stoupakova A.V.</i> Mesozoic petroleum system of the Grater Barents Sea basin	161
<i>Zabanbark A.</i> Particularities of hydrocarbon accumulation at the continental margin of the West Africa	165
<i>Konyukhov A.I.</i> Sedimentary formations on the continental margins in the epochs of climatic instability of Paleozoic and Mesozoic time	170
<i>Kruglyakova M.V.</i> Geological risks and the probability of discovery of oil and gas fields in the northeastern part of the Black Sea	174
<i>Kruglyakova M.V.</i> Formation of Source rock, Reservoir rock and Seal rock in the northeastern part of the Black Sea	179
<i>Kruglyakova R.P., Shevtsova N.T.</i> Geoacoustic and gas geochemical signs of hydrate presence on the continental slope north-east of the Black Sea	184

<i>Krylov A.A.</i> Authigenic carbonates as a possible prospecting indicator for HC	189
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bozhezha D.N.</i> Hydrocarbon potential assessment of prospecting area in region of gas field on the SAR offshore by the frequency-resonance method of remote sensing data processing	191
<i>Levashov S.P., Samsonov A.I., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bozhezha D.N.</i> Prospects of oil and gas potential of "Belosarayskaya" and "Udarnaya" structures in the Sea of Azov according to the frequency-resonance processing of a satellite image	196
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bozhezha D.N.</i> Preliminary results of the oil and gas potential estimation in area of "Onisiforos West-1" well drilling in Mediterranean Sea (block 11 on the Cyprus offshore)	201
<i>Lomtev V.L.</i> To the structure and gas bearing of Western Caroline plate (Pacific abyssal floor)	206
<i>Neevin I.A., Zhamoida V.A., Kapustina M.V., Tkacheva E.S., Budanov L.M.</i> New data concerning the pockmarks distribution in the eastern Gulf of Finland (around Gogland Island)	211
<i>Obzhirov A., Shakirov R., Telegin Yu.</i> Participation of Natural Gases in the Geological Processes of the Earth	215
<i>Soloviev V.D., Korchagin I.N., Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Bozhezha D.N.</i> Geophysical anomalies and deep nature of the large hydrocarbon accumulations in the eastern Mediterranean	220
<i>Suetnova E.I.</i> Gas hydrate in the area of submarine mud volcano. Mathematical modeling of their accumulation rate	225
<i>Syrbu N.S., Shakirov R.B.</i> Helium and hydrogen anomalies in gas hydrate marine sediments of the Sakhalin southwest shelf and slope	228
<i>Telegin Yu., Obzhirov A.</i> Evidence of relationship between gas hydrates and oil and gas deposits offshore Sakhalin Island	232
<i>Tkachenko G.G., Vanshtein B.G., Mozgov E.V.</i> Prospects of oil and gas potential of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on the results of a comprehensive gas geochemical survey	235
<i>Tumanov V.R.</i> Prefield complex of cosmogeological methods	237

for the hydrocarbons exploration

Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans

<i>Astakhova N.V., Lopatnikov E.A., Mozherovsky A.V.</i> Ore crusts of Pervenets rise (the Sea of Japan)	243
<i>Baturin G.N., Dobretsova I.G.</i> New data on composition of metalliferous deposits on the Mid-Atlantic Rise	248
<i>Gablina I.F.</i> Morphological, structural and mineral characteristics of different genetic types of sulfide ores of Mid Atlantic Ridge	253
<i>Golubova N.V., Ruban D.A.</i> Hydrothermal activity on the Caucasus Sea bottom as a factor of barium concentration in the Middle Jurassic encrinites of Adygeja	256
<i>Zhmodik S.M., Lisitsin A.P., Simonov V.A., Bogdanov Y.A., Belyanin D.K., Airiyants E.V., Zhmodik A.S.</i> Gold in the samples of oceanic sulphide ores from Logachev and Broken Spur hydrothermal fields	260
<i>Konovalov Y.I., Luchsheva L.N., Kurnosov V.B.</i> Distribution of mercury and its thermoforms in sedimentary cover from spreading centre of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge	265
<i>Maslennikov V.V.</i> Comparative analyses of ancient and modern black smokers	270
<i>Molodtsova T.N., Galkin S.V., Gebruk A.V., Dobretsova I.G.</i> Fauna of soft sediments and inactive hydrothermal sulfide deposits in the Russian Exploration Area on the Mid-Atlantic Ridge	275
<i>Sudarikov S.M., Narkevsky E.V.</i> On the hydrothermal nature of optical anomalies on the MAR Russian exploration area	279
<i>Sukhanova A.A., Babaeva S.F.</i> Some mineral and geochemical features of oceanic sulfides in the REA, MAR	281
<i>Yubko V.M.</i> Specific endogenous activity of the ocean bottom intraplate areas in connection of its ore-forming potential	284
<i>Yaroshchuk E.I., Astakhova N.V.</i> Hydrothermal deposits from South Yamato rise (the Sea of Japan)	289

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

<i>Avdonin V.V., Zhegallo E.A., Sergeeva N.E.</i> Oxide Ore	293
---	-----

Ocean: Microstructures, Genesis	
<i>Baturin G.N.</i> Physical, chemical, and biologic factors governing the phosphorite formation in the Ocean	298
<i>Baturin G.N.</i> Cretaceous and Recent phosphorites (North Africa and Namibian shelf)	303
<i>Berezhnaya E.D., Dubinin A.V., Safin T.H.</i> Variations of PGE and Au contents in ferromanganese crusts from Atlantic Ocean	308
<i>Blokhin M.G., Mikhailik P.E., Elovskiy E.V., Zarubina N.V., Ostapenko D.S.</i> Genesis of the barites of the Deryugin depression (Sea of Okhotsk)	312
<i>Broy N.V.</i> The concept of the exposition section "Laboratory of the Earth" of "The Planet Ocean" museum centre	317
<i>Glazyrin E.A.</i> To the structure of the geochemical field of an underwater mud volcano	321
<i>Dubinin A.V., Kuznetsov A.B., Rimskaya-Korsakova M.N., Safin T.X.</i> Isotopes of neodymium and strontium in enamel of teeth and ferromanganese nodules of the Cape basin: determination of age and sources of matter	326
<i>Ilatovskaya P.V., Ermakova L.A., Vanshtein B.G.</i> Iron-manganese ore process on the continental shelf of Vietnam and its connection with deep emanations of hydrocarbons	331
<i>Kolesnik A.N., Kolesnik O.N., Sattarova V.V.</i> Color and chemistry in ferruginous concretions from the Chukchi Sea: Quantitative characteristic and interrelation	335
<i>Konstantinova N., Hein J.R., Mizell K., Cherkashov G., Vanshtein B.</i> Potential sources of detritus in ferromanganese crusts from the Amerasia Basin of the Arctic Ocean in Neogen based on isotopic signatures	340
<i>Lygina T.I.</i> The smectite clays in the central Clarion-Clipperton Zone – The facies types, the problems of the origin	344
<i>Lygina T.I., Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.</i> The results of the igneous rocks studies in one of the sites in the Clarion-Clipperton zone (Pacific Ocean)	349
<i>Mikhailik P.E., Mikhailik E.V., Blokhin M.G., Zarubina N.V.</i> Composition and time of formation of ferromanganese placer of Yomei Guyot (Emperor Ridge, Pacific Ocean)	354
<i>Nedumov R.I.</i> Variability of content of main ore components	357

of ferromanganese formations on the profile lake-sea-ocean <i>Novikov G.V., Lobus N.V., Drozdova A.N.</i> Transformation of the chemical composition of cobalt-rich ferromanganese crusts in water solutions of salts of rare earth metals	362
<i>Tarassenko G.V., Demicheva E.A., Esturliev A.E.</i> The formation of nodules in the oceans and continents on the basis of cold fusion and electricity in the earth's crust	367
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Pyroclastic province and cycles of explosive volcanism in Atlantic	372
<i>Kharin G.S., Zhukovskaya I.P., Eroshenko D.V., Isachenko S.M., Adamovitch A.B.</i> Storm ore and pomegranate deposits on the beaches of the Curonian Spit	377

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

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

Афанасьева В.К. и члены экспедиции PS104

(ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; e-mail: afanasyeva.vk@gmail.com)

Информационное сообщение по итогам международной экспедиции на НИС «Поларштерн» в море Амундсена

Afanasyeva V. and crew of expedition PS104

(ВНИИОкеангеология, Saint Petersburg)

Report of preliminary results of international expedition to Amundsen Sea aboard RV “Polarstern”

Ключевые слова: Антарктика, экспедиция

Предварительные результаты международной экспедиции в район шельфа моря Амундсена (Западная Антарктида) в составе 62 РАЭ.

В период с 6 февраля по 19 марта 2017 г. на борту немецкого научно-исследовательского судна «Поларштерн» прошла международная экспедиция PS104 в район шельфа моря Амундсена (Тихоокеанский сектор Антарктики). Представитель 62-ой Российской Антарктической Экспедиции в лице одного человека был приглашён для участия в экспедиции в составе геофизической группы. Основной целью экспедиции было использование подводной буровой установки MeBo (разработка центра MARUM, Университет Бремена) для получения серии колонок разновозрастных осадочных толщ в районе работ. Помимо работ по бурению выполнялись и другие виды работ, в числе которых: пробоотбор гравитационной колонкой, бокскорером, многоцелевым пробоотборником, сейсмическое профилирование для связи станций бурения, батиметрическая съёмка рельефа дна многолучевым эхолотом, отбор геологических проб с островом и обнажений в район морских работ, измерения тепловых потоков и магнитных аномалий.

Западно-Антарктический ледниковый щит (ЗАЛЩ) по своему строению значительно отличается от Восточной части ледяного покрова континента, что обусловлено различием в геологическом строении. Основание ЗАЛЩ лежит значительно ниже уровня моря, что делает его менее устойчивым к изменениям в параметрах окружающей среды. Результаты моделирования дают различные значения подъёма уровня мирового океана при распаде и таянии ЗАЛЩ от 3 до 5 м [1, 2]. Море Амундсена в последнее время находится под особым наблюдением в свете увеличившихся темпов таяния и отступления выводных и шельфовых ледников, стекающих в него [3, 4].

В результате полевых работ было пробурено 11 колонок на 9 станциях общей длиной 57 м с выходом керна от 6.9 до 76.3%. Было отобрано 118.16 м рыхлых отложений для их дальнейшего изучения с точки зрения уточнения четвертичной динамики ледникового покрова Западной

Антарктиды. Сейсмическими профилями было покрыто 737 км, а съёмка многолучевым эхолотом покрыла площадь 12900 кв. км, большая часть обследованных территорий картировалась впервые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bamber J. L. et al. Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet // *Science*. 2009. V. 324. №. 5929. P. 901–903.

Fretwell P. et al. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. №. 1.

Pritchard H. D. et al. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves // *Nature*. 2012. V. 484. № 7395. P. 502–505.

Rignot E. et al. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38. №. 5.

This is a short preliminary review of the expedition PS104 to the Amundsen Sea Embayment during the austral summer 2017.

**Бадюков Д.Д.¹, Гордеев В.Ю.², Горшкова О.М.¹,
Пацаева С.В.³, Чевель К.А.¹**

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail:

danilab49@mail.ru, gorshk@yandex.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ³Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: spatsaeva@mail.ru)

Флуоресценция и органический углерод РОВ в прибрежной зоне Западной Арктики

Badyukov D.D.¹, Gordeev V.Y.², Gorshkova O.M.¹, Patsaeva S.V.³, Chevel K.A.¹

¹Geographical faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Physical faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Fluorescence and organic carbon of DOM in the coastal zone of the Western Arctic

Ключевые слова: растворенное органическое вещество (РОВ), оптическая плотность и флуоресценция РОВ. Арктические моря России.

Приведены данные по растворенному органическому углероду и оптическим свойствам растворенного органического вещества для поверхностных вод прибрежной зоны Воронки Белого моря и юго-восточной части Баренцева моря. Выявлено преобладание ароматической составляющей РОВ в зоне нефтедобычи в юго-восточной части Баренцева моря.

Оптическая плотность спектров поглощения в ультрафиолетовой области, флуоресцентные свойства растворенного органического вещества (РОВ) и соотношение интенсивности флуоресценции хромофорного растворенного органического вещества (CDOM) к растворенному органическому углероду (F_{CDOM}/C_{org}) являются важной характеристикой качества морской воды. Эти параметры позволяют оценить оптически-активную ароматическую составляющую РОВ, но не являются равнозначным эквивалентом при оценке растворенного органического углерода (C_{org}) [1]. Поэтому для проб поверхностных вод, отобранных во время рейса НИС «Картеш» (Архангельск – Нарьян-Мар), был определен растворенный органический углерод и параллельно изучены спектры поглощения и флуоресценции растворенного органического вещества (РОВ).

Пробы воды отбирали с 29 июня по 6 июля 2016 г. в прибрежной зоне Воронки Белого и юго-восточной части Баренцева моря. Станции отбора проб представлены на рис. 1. Гидрохимические параметры проб воды и некоторые данные о загрязнении прибрежных вод представлены в работе [2].

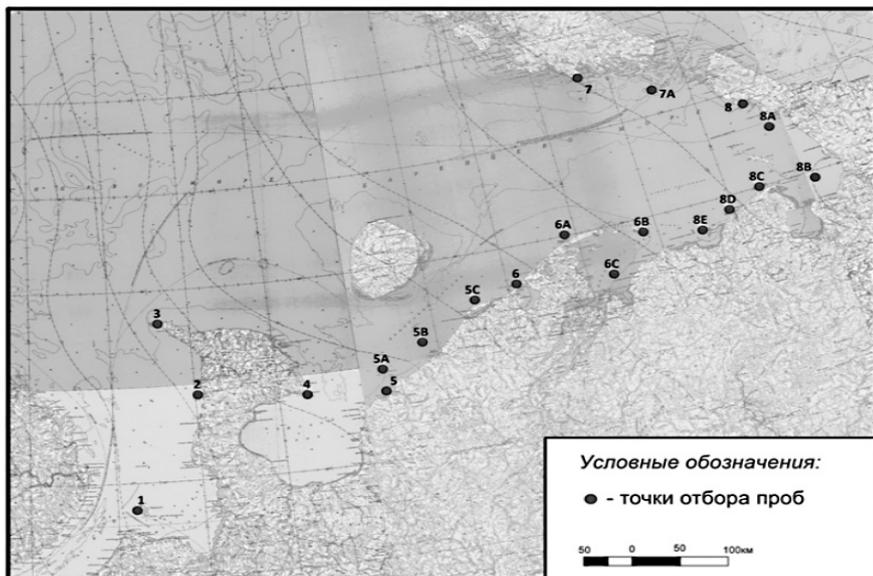


Рисунок 1. Точки отбора проб поверхностных вод в прибрежной зоне Западной Арктики (рейс НИС «Картеш»).

Для всех проб воды в Лаборатории химии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН был определен $C_{орг}$ на ТОС-анализаторе [3]. Для характеристики ароматической составляющей РОВ на физическом и географическом факультетах МГУ им. М.В. Ломоносова была определена оптическая плотность в спектрах поглощения РОВ при длине волны 260 нм (D_{260nm}), интенсивность флуоресценции (F_{355nm}) при длине волны возбуждения 355 нм и соотношение интенсивности флуоресценции к $C_{орг}$ ($F_{355nm}/C_{орг}$) [1, 4]. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Таблица 1. Интенсивность флуоресценции (F_{355nm}), оптическая плотность (D_{260nm}) и растворенный органический углерод ($C_{орг}$) в пробах воды рейса НИС «Картеш».

Станция	D_{260nm}	$\lambda \text{ max}F$, нм	F_{355nm}	$C_{орг}$, мгС/л	$F_{355nm}/C_{орг}$
Ст. 1	0.148	456	0.183	6.319	0.029
Ст. 2	0.096	449	0.094	3.964	0.024
Ст. 3	0.097	452	0.091	3.584	0.025
Ст. 4	0.075	450	0.071	4.981	0.014

Ст. 5	0.078	452	0.091	4.685	0.019
Ст. 5A	0.051	451	0.046	3.326	0.014
Ст. 5B	0.054	455	0.050	4.141	0.012
Ст. 5C	0.049	453	0.047	3.290	0.014
Ст. 6	0.053	451	0.050	4.040	0.012
Ст.6A	0.047	449	0.041	3.860	0.011
Ст.6B	0.152	452	0.172	4.192	0.041
Ст.6C	0.696	459	0.802	7.985	0.100
Ст. 7	0.114	452	0.084	3.871	0.022
Ст.7A	0.054	441	0.056	2.723	0.021
Ст. 8	0.150	453	0.190	4.181	0.045
Ст. 8A	0.173	453	0.187	5.256	0.036
Ст. 8B	0.208	459	0.246	4.806	0.051
Ст. 8C	0.190	452	0.260	4.093	0.064
Ст. 8D	0.132	456	0.175	4.567	0.038
Ст. 8E	0.242	454	0.384	4.885	0.079
	0.047– 0.696	441–459	0.041–0.384	2.7–8.0	0.011–0.079
	0.142	453	0.123	4.30	0.020

Для оптических характеристик РОВ и $C_{орг}$ были рассчитаны коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 2.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между D_{260nm} , F_{355nm} , $C_{орг}$ и $F_{355nm}/C_{орг}$.

	D_{260nm}	F_{355nm}	$C_{орг}$, мгС/л	$F_{355nm}/C_{орг}$
D_{260nm}	1	0.99	0.82	0.88
F_{355nm}	0.99	1	0.80	0.94
$C_{орг}$, мгС/л	0.82	0.80	1	0.64
$F_{355nm}/C_{орг}$	0.88	0.94	0.64	1

Из полученных данных видно, что коэффициенты корреляции, близкие к единице, характерны для сравнения тенденции изменения значений для оптической плотности и интенсивности флуоресценции. Линейная

корреляционная зависимость для $D_{260\text{nm}}$ и $F_{355\text{nm}}$ с величиной аппроксимации достоверности $R^2 = 0.97$ представлена на рис. 2. Для $C_{\text{орг}}$ и $F_{355\text{nm}}$ $R^2 = 0.65$ (рис. 3).

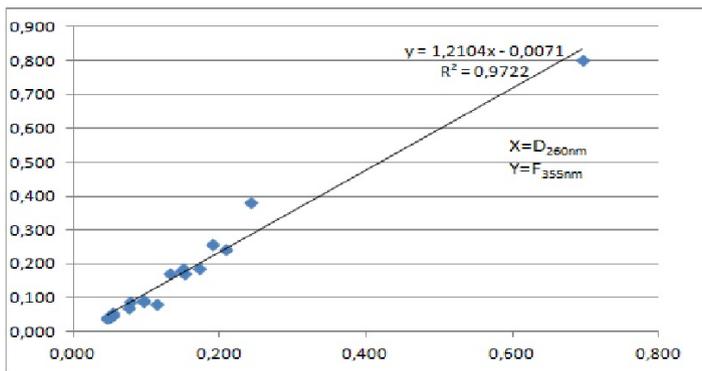


Рисунок 2. Корреляционная зависимость интенсивности флуоресценции от оптической плотности для РОВ.

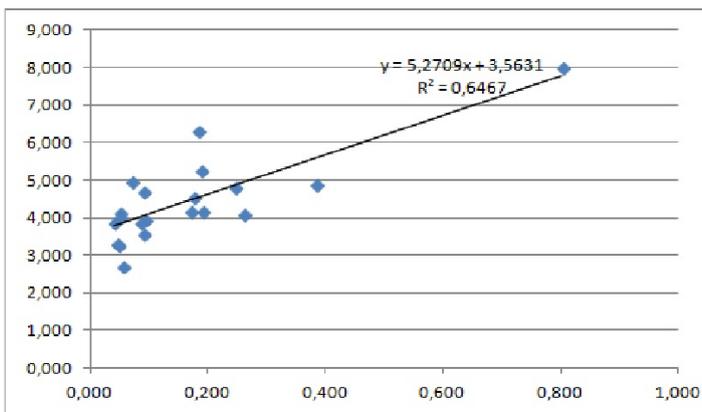


Рисунок 3. Корреляционная зависимость $C_{\text{орг}}$ от интенсивности флуоресценции для РОВ.

Изменение содержания ароматической составляющей РОВ проиллюстрировано на рис. 4, где представлена гистограмма интенсивности флуоресценции и оптической плотности РОВ для проб поверхностных прибрежных вод от Воронки Белого моря к юго-восточной части Баренцева моря. Максимум оптических характеристик относится к зоне впадения р. Печора в Баренцево море и характерен для пресных речных вод (ст. 6С).

Следует отметить большее содержание ароматической составляющей для морской воды в поверхностных водах юго-восточной части Баренцева моря в районе станций 8 – 8Е от мыса Лямчин к поселку Варандей, на трассе платформы добычи нефти Приразломная.

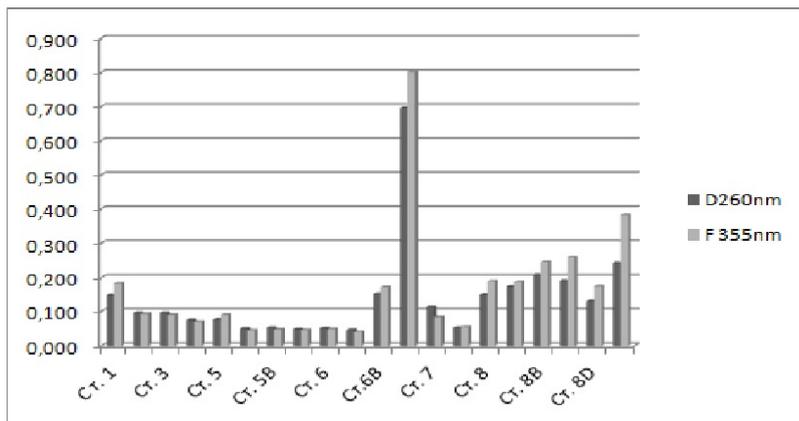


Рисунок 4. Интенсивность флуоресценции и оптическая плотность РОВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горшкова О.М., Гордеев В.Ю., Пацаева С.В. К вопросу о соответствии флуоресценции, оптической плотности и концентрации $C_{орг}$ количеству растворенного органического вещества // Науки о биосфере: инновации / Отв. Ред. С.В. Котелевцев и др. М.: МАКС Пресс, 2017. Т. 21. С. 66–69.
2. Бадюков Д.Д., Горшкова О.М., Чевель К.А. и др. Предварительные результаты гидролого-гидрохимических исследований в прибрежной зоне Воронки Белого моря и ЮВ части Баренцева моря // Труды V Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)”. М.: Феория, 2016. С. 72–77.
3. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
4. Gorshkova O., Shubina D., Fedoseeva E et al. “Blue shift” of emission maximum and the fluorescence quantum yield as qualitative spectral characteristics of dissolved humic substances // EARSeL eProceedings. 2010. V. 9(1). P. 13–21.

The data on dissolved organic carbon and optical properties of dissolved organic matter to surface waters of the coastal zone of the Funnel of the White Sea and southeastern Barents Sea were presented. The predominance of the aromatic component of dissolved organic matter was in the area of oil production in the South-Eastern part of the Barents Sea.

Доронин Д.О.¹, Ванштейн Б.Г.¹, Нестеров А.В.²

¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: доронинден@gmail.com,

²ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург)

Неотектоническая активность в районе Кольско-Канинской моноклинали и её отражение в гидрологических параметрах водной толщи

Doronin D.O.¹, Vanshtein B.G.¹, Nesterov A.V.²

¹FSBI «VNIIOkeangeologia», Saint-Petersburg, ²FSBI «Arctic and Antarctic research institute», Saint-Petersburg)

Neotectonic activity in the region of the Kola-Kanin monocline and its reflection in the hydrological parameters of the water column

Ключевые слова: сейсмическая активность, неотектоника, температура воды, Арктика, донная станция

В работе описываются проявления воздействия неотектонической активности на гидрологические параметры водной толщ, температуру придонного слоя воды и солёность. Основные данные базируются на результатах исследования, которое было проведено в Баренцевом море в 2005 г. с помощью STD зондирования и придонных станций, а также информация с сейсмографов расположенных на Кольском полуострове и Шпицбергене. Обнаружено локальное резкое повышение температуры воды в придонном слое воды, связанное с проявлением тектонической активности в регионе исследования.

В период проведения экспедиционных исследований по результатам STD-зондирования водной толщи 5 ноября в придонной воде было зафиксировано резкое повышение температуры с 3.15°C до 4.9°C. Аналогичный всплеск температуры был зафиксирован и на многосуточной придонной станции (рис. 1), где также прослеживаются приливные колебания с амплитудой от 0.1 до 0.3°C.

В этот же временной период отмечается сейсмическая активность подземных толчков магнитудой до 3 баллов на двух ближайших к району работ сейсмических станциях Шпицбергена и Кольского полуострова (рис. 2).

Совместное рассмотрение результатов зондирования водной толщи и сейсмологических данных позволяет предположить, что локальное резкое повышение температуры в придонном слое воды, связанное с поступлением теплых минерализованных вод вследствие тектонической активности в районе исследования.

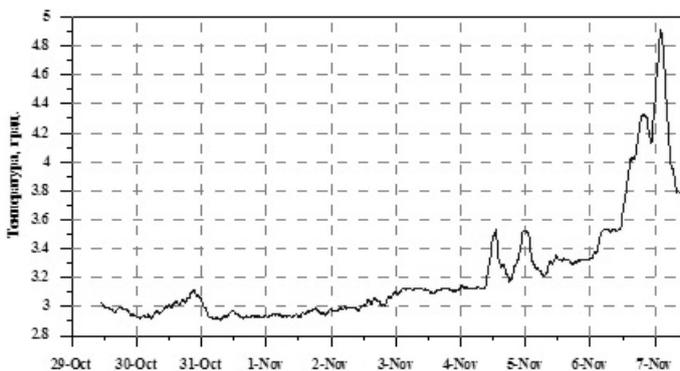


Рисунок 1. Температура воды на донной станции за период 29 октября – 7 ноября 2005 г.

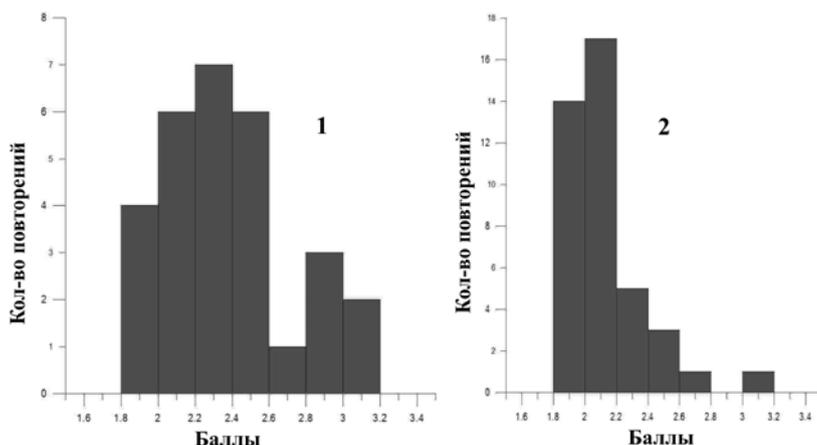


Рисунок 2. Гистограммы сейсмическая активность в регионе работ за период 1 октября по 30 ноября 2005 г.: 1 – Шпицберген, 2 – Кольский полуостров

В пользу выше изложенного свидетельствуют и результаты зондирования водной толщи, проведенные 7 ноября в трёх точках вблизи донной станции (рис. 3). Как видно из рис. 3, повышение температуры придонной воды проявлено локально, т.к. наблюдалось оно именно в районе постановки донной станции. В поле солёности никаких аномалий не выявлено.

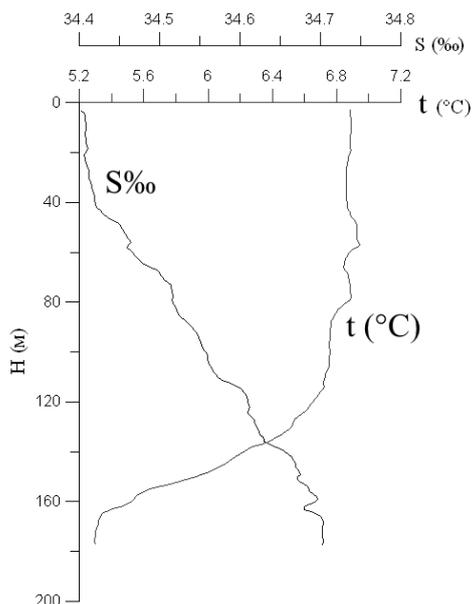


Рисунок 3. Результаты CTD зондирования водной толщи вблизи постановки придонной станции 7 ноября 2005 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1, Баренцево море // Л.: Гидрометеоздат, 1990.
2. Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. О прослойке атлантических вод в Арктическом бассейне. 1. Географическая характеристика // Метеорология и Гидрология. 1995. № 8. С. 37–42.
3. Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. О прослойке атлантических вод в Арктическом бассейне. 2. Циркуляция // Метеорология и Гидрология. 1995. № 9. С. 92–101.
4. www.norsar.no (последнее посещение 04.08.2017).

The paper describes the effects of neotectonic activity on the hydrological parameters of the water column, the temperature of the bottom layer of water and salinity. The main data are based on the results of a study conducted in the Barents Sea in 2005 using CTD probe and bottom stations, as well as information from seismographs located on the Kola Peninsula and Svalbard. A local sharp increase in water temperature in the near-bottom layer of water was found, which is associated with the manifestation of tectonic activity in the study region.

Друщиц В.А.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: drouchits@ginras.ru)

**Интенсивность тектонических движений в морях
российской Арктики в позднем кайнозое
Drouchits V.A.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Magnitude of tectonic movements in the Russian Arctic Seas for
Late Cenozoic**

Ключевые слова: неотектоника, моря Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское море, поздний кайнозой

Оценка количественных показателей неотектонических и осадочных процессов в российских арктических морях показывает, что тектоническая активность более интенсивна в западном секторе. Несмотря на особую геодинамику, восточно-арктические моря находятся в позднем кайнозое в относительно стабильных тектонических условиях.

Под поздним кайнозоем принято понимать время: поздний олигоцен-квартер, около 30 млн. лет. События этого периода представляют собой неотектонический (новейший) этап геологической истории Земли [1]. На этом этапе формируются основные черты структурного плана континентальной окраины российской Арктики. Моря российской Арктики расположены в пределах пассивной континентальной окраины, но некоторые из них приближены к областям высокой геодинамической активности.

Неотектоника морей российской Арктики была относительно подробно охарактеризована в работе Ю.А. Павлидиса с соавторами [2]. Позднее появился целый ряд работ, который дает возможность придать описанию неотектонического этапа для этого региона некоторый количественный характер [3–6]. Помимо тектонических перестроек в позднем кайнозое происходят значительные климатические изменения, наступает эпоха распространения гляциальных и перигляциальных природных обстановок. Смена гляциальных и межледниковых эпох оказывает существенное влияние на формирование рельефа и вызывает тектонический отклик на этот процесс.

Наиболее распространены количественные данные, касающиеся землетрясений, вертикальных тектонических движений и их скоростей. Такие показатели были выбраны из опубликованных источников и представлены в таблице (таблица). Средняя мощность верхнекайнозойских осадков с одной стороны скрывает интенсивность процессов седиментации на отдельных структурах, с другой стороны определяет тенденцию в

осадконакоплении в сравнении отдельных морских бассейнов. По магнитудам землетрясений можно выделить наиболее активные районы в данный исторический момент. Амплитуды и скорости новейших тектонических движений являются производными от характера современного рельефа, но дают четкое представление об интенсивности проявлений тектонических событий. Существенные различия наглядно проявляются между Западной и Восточной Арктикой и между южными и северными частями отдельных регионов.

Таблица 1. Показатели неотектонической активности в морях российской Арктики

Море \ Показатели	1	2	3	4	5	6	7
Мощность верхнекайн. осадков (средняя, м)	170	130	60	126	а–2000 б–4750 в–1300	900	1200
Магнитуда землетрясений	запад 6.1 вост. 2–3 север 2–4	2–3	2–3	2–3	5–7	4.9	4–6
Амплитуда верт. движений (м)	0 – –280	+50 – –250	–200	0 – –70	+50 – –300	–200 – –250	–240 – –300
Скорость верт. движений (мм/год)*	–11.0 – –12.9	1.1– 2.0	–9.2	0.6 – 1.0	1.1 – –4.9	3.1– 4.0	–

1 – Баренцево море; 2 – Печорское море; 3 – Карское море, северная часть; 4 – Карское море, юго-западная часть; 5 – море Лаптевых (а – западная часть, б – центральная часть, в – восточная часть); 6 – Восточно-Сибирское море; 7 – Чукотское море. *с 17 тыс. лет назад [4].

Мощности отложений позднего кайнозоя для Баренцева и Карского морей получены по данным бурения и сейсмоакустического профилирования [7, 8], для морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского – по данным геофизических исследований [9–11].

Магнитуды землетрясений для шельфовых областей приводятся по результатам исследований Я.В. Конечной [5] и Канао с соавторами [6]. Амплитуды вертикальных движений указаны только для акваторий [2].

Скорости вертикальных движений для послеледниковья были рассчитаны А.Т. Баранской [4].

Существуют также расчеты скоростей горизонтальных движений в области рифтовых структур в море Лаптевых: для 33–23 млн. лет – 0.5 см/год и с 20 млн. лет до настоящего времени – 0.7–1.2 см/год [12].

Помимо приведенных выше характеристик, о тектонической активности свидетельствует проявления позднекайнозойского вулканизма, обнаруженные на острове Жохова [10] и на о. Западный Шпицберген [2], на севере о. Новая Земля [13].

Большое значение для формирования облика континентальной окраины имеет значение интенсивность эрозионных процессов. Для Баренцево-Карского шельфа эрозионный срез может достигать 1000м для положительных структур [3].

Следует отметить, что существует обширная сеть некомпенсированных осадками отрицательных форм современного рельефа в морях Западной Арктики. Они представлены краевыми грабен-желобами (Литке, Воронина, Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина, Шокальского, Вилькицкого). Время их заложения обсуждается, в том числе и позднекайнозойский [3, 14]. На акватории Восточной Арктики формирование сети подводных палеодолин связывается с «мессинским» кризисом в позднем миоцене. Чукотское море отличается развитием центральной отрицательной структуры, сформированной в конце мезозоя-начале кайнозоя и активизировавшейся в позднем кайнозое [11].

Количественные показатели оценки проявления современного тектогенеза позволяют выделить регионы с наибольшей активностью и наметить некоторую тенденцию в развитии. Шельф морей Западной Арктики представляет собой достаточно активную область российской континентальной окраины. Это ярко выражено в контрастности подводного рельефа, в повышенной сейсмичности, приуроченной к районам смежным с грабен-желобами, развитым по краю шельфа, в скоростях современного опускания, в формировании современных желобов в центральных частях акватории.

Граница Североамериканской и Евразийской плит в море Лаптевых проявляется в высокой сейсмичности, значительными мощностями верхнекайнозойских осадков и амплитудами, и скоростями вертикальных и горизонтальных движений. В тоже время для этого моря характерен достаточно выровненный рельеф с пологим уклоном на север, развитие стабильной сети подводных долин, что может свидетельствовать о стабилизации тектонической обстановки. Такая же ситуация наблюдается и в Восточно-Сибирском море и в Чукотском море.

Изменение климатических условий в позднем кайнозое, что привело к чередованию холодных и теплых эпох, оказало существенное влияние на формирование рельефа шельфа в Восточной Арктике. В западных морях

ледниковые процессы параллельно с тектоническими движениями усиливали контрастность допозднекайнозойского рельефа [15]. Количественная оценка процессов седиментации в неоплейстоцене на основании распределения площадей и объемов для отдельных фаций и литотипов этого возраста, а также их массы сухого вещества, была проведена для шельфов морей Баренцева и Лаптевых (с наиболее ярким проявлением неотектонических процессов). Было установлено, что на шельфе Баренцева моря по массе сухого вещества доминируют морские осадки, а на шельфе моря Лаптевых — континентальные. Интенсивность седиментации гораздо выше на гляциальном шельфе, но ее недостаточно для формирования мощного позднекайнозойского чехла [16]. По характеру распределения количественных показателей тектонической активности и процессов седиментации можно заключить, что регион Восточно-Арктических морей находится в относительно стабильных современных тектонических условиях, наибольшая интенсивность тектонических движений наблюдается в западном секторе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00795).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
2. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф. Грачева. Изд. Пробел. М. 2000. 487 с.
4. Баранская А. Т. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики. Дисс. к.г.-м.н. С.-Пб. ГУ. 2015. 255 с.
5. Конечная Я.В. Особенности природной сейсмичности западного сектора арктической зоны РФ по данным станций Баренц-региона. Дисс. к. т. н. Архангельск. 2015. 217 с.
6. Kanao M., Syvorum V.D., Toda S. et al. Seismicity, structure and tectonics in the Arctic regions // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. P. 665–677.
7. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Си. Изд. Фирма РАН, 1995. 198 с.
8. Доречкина Д.Е. Строение и условия формирования четвертичных отложений севера Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным. Дис. канд. геол.-мин. наук. Спб.: «Нац. мин.-сыр. ун-т «Горный», 2014. 135 с.

9. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитоновна Л.Я. и др. Осадочный чехол моря Лаптевых и его нефтегазовый потенциал // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 116–131.
10. Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., и др. Геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Лаптево-Сибироморская, Океанская. Лист Т-57-60 – остров Генриетты. Объяс. зап. – СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2015. 84 с.
11. Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А. и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1000000 (третье поколение) Сер. Чукотская. Лист R-1,2 – остров Врангеля. Объяс. зап. – СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ .2014. 144 с.
12. Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. http://www.ngtp.ru/rub/4/8_2008.pdf
13. Шипилов Э.В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 97–104.
14. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2. <http://www.ngtp.ru/rub/4/026/pdf>
15. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Особенности палеогеографии позднего кайнозоя морей российской Арктики // Геология морей и океанов. Мат-лы XXI Международной научной конференции по морской геологии. Москва. 2015. Т. IV. С. 234–238
16. Друщиц В.А., Левитан М.А., Антонова Т.А. Количественные параметры осадконакопления на шельфе морей Баренцева и Лаптевых в неоплейстоцене // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 2–3. С. 74–81

The evaluation of quantitative indicators of neotectonic and sedimentary processes for the Russian Arctic Seas reveal that tectonic activity is more intensive in the western sector. Despite of special geodynamics Eastern Arctic Seas are in relatively stable tectonic conditions during the Late Cenozoic.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: drouchits@ginras.ru)

Гидраты природного газа в отложениях гляциальных и перигляциальных шельфов Арктики

Drouchits V.A., Sadchikova T.A.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Natural gas hydrates on the Arctic glacial and periglacial shelves

Ключевые слова: гидраты газа, криолитозона, гляциальный и перигляциальный шельф, Арктика

Развитие криолитозоны имеет существенные различия в условиях гляциальных и перигляциальных шельфов. В ходе трансгрессивно-регрессивных циклов квартера гидраты лучше сохраняются на перигляциальных шельфах. Особую роль в эволюции скоплений гидратов газа играет неотектоника.

Большая часть известных значительных скоплений гидратов газа (ГГ), связанных с криолитозоной (КЛЗ), сосредоточена в Арктике и в настоящее время может находиться как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Они образовались в континентальных условиях в четвертичное время. В зависимости от природных условий каждого региона скопления ГГ могли консервироваться или частично, либо полностью, разрушаться в межледниковые стадии. Распространение скоплений ГГ активно исследуются на севере Западной и Восточной Сибири, на северном побережье и шельфе Аляски, в дельте р. Маккензи и прилегающем шельфе. Также континентальные ГГ обнаружены на севере Канадского щита (Канада) и в Китае (Тибет и крайний север) [1].

Анализ геологических разрезов, содержащих ГГ, позволяет заметить, что они, как правило, накапливаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежно-морских и угольных толщах. ГГ имеют широкий стратиграфический диапазон (начиная от четвертичных отложений и далее к более древним осадкам) нахождения в осадочной толще, который, контролируется присутствием и мощностью многолетнемерзлых пород. Зона стабильности гидратов газа (ЗСГ) определяется как геологическими, так и термобарическими параметрами. Эти данные относятся к континентальным ГГ как в пределах суши, так и в пределах современного шельфа.

Существует также понятие зоны метастабильности гидратов газа (реликтовых), внутри которой они не могут образовываться, но существуют в законсервированном состоянии при условии наличия льда в разрезе [2].

Континентальные ГГ и их метастабильное состояние могут формироваться в различных тектонических (преимущественно стабильных) обстановках при наличии низкотемпературных условий. Впоследствии, при

изменении климата в сторону потепления, их существование начинает зависеть от тектонического фактора при прочих равных условиях [1].

Залежи клатратной формы природного газа связаны с нефтегазовыми месторождениями. Скопления и проявления образуются при наличии всех вышеперечисленных характеристик, но для них достаточно присутствия только биогенного газа. Проявления ГГ разлагаются при изменении природных условий, но могут и формироваться в настоящее время вместе с криолитозоной в виде тонких прожилок, прослоев, мелких линзочек [3].

Как показывают исследовательские работы, континентальные ГГ распространились на обширных пространствах Арктики в холодные периоды в гляциальных и перигляциальных обстановках позднего кайнозоя. В голоцене часть полярных областей покрывается морем. Известные скопления ГГ в области шельфа, связанные с КЛЗ, можно разделить на сформированные: а) в субэаральных (перигляциальных) условиях, б) в субгляциальных условиях.

Скопления ГГ обнаружены в шельфовых областях северного побережья Аляски и дельты р. Маккензи. Первая область не подвергалась оледенению и в течение квартера находилась в перигляциальных условиях. В это время формировались КЛЗ и связанная с ней зона стабильности гидратов газа. Наиболее мощная ЗСГ расположена к востоку от залива Прудхо. Мощность этой зоны достигает почти 900 м, кровля располагается на глубине 210 м по разрезу, а подошва — на глубинах около 1200 м [4]. По данным сейсмического профилирования установлено, что на шельфе Аляски сплошная криолитозона распространяется приблизительно до изобаты 25 м. Мощность КЛЗ на суше и на шельфе около 600 м [5].

Дельта Маккензи и прилегающий шельф находились в перигляциальных условиях почти весь четвертичный период, и лишь только в позднем плиоцене и позднем валдае этот район покрывался ледником [6]. Давление ледниковой толщи способствовало формированию ГГ, особенно в дельтовых отложениях, в которых часто встречаются хорошие коллекторы [7]. Стоит отметить, что ледник позднего валдая захватывал, главным образом, западную часть дельты, а основной флювиогляциальный поток проходил через залив Маккензи. По данным бурения проявления ГГ фиксируются в восточной части дельты, за пределами прямого ледникового воздействия. Скопления клатратов обнаружены в интервале 890–1190 м, под КЛЗ. Реликтовые ГГ залегают на глубине 119 м. Клатратным образованиям, расположенным на суше, сопутствуют ГГ на шельфе, также связанные с распространением многолетнемерзлых пород. Более того, на шельфе ГГ встречаются чаще, здесь они концентрируются в толще плиоцен-голоценового возраста, между подошвами КЛЗ и ЗСГ [8]. Мощная КЛЗ распространена до глубин 60 м и постепенно выклинивается к внешнему краю шельфа. Мощность КЛЗ в западной части шельфа 100 м (или вообще отсутствует), а в районе дельты Маккензи и восточнее достигает 600 м. На

восточном взморье дельты скопления ГГ обнаружены в интервале 100–1500 м от поверхности дна, они выклиниваются к краю шельфа. Мощность КЛЗ на суше около 600 м [9].

Проблема границ позднего валдайского оледенения для севера Западной Сибири (особенно для области современного шельфа) еще не решена. Но известно, что этот регион неоднократно подвергался покровным оледенениям. Для западного шельфа (полуостров Ямал), где прослеживаются структуры известных газоконденсатных месторождений, прямых доказательств нахождения ГГ в осадочной толще пока нет. Более того, по данным бурения на Русановской и Ленинградской площадях отложения, содержащие ГГ, отсутствуют. Мощность КЛЗ на Русановской площади изменяется от 18.5 до 32.5 м. КЛЗ на мелководье имеет сплошное распространение. В Байдарацкой губе и на взморье Харасавейского месторождения предполагается, что мощность КЛЗ достигает 30–50 м (соответственно) [10]. Более поздними исследованиями установлено сплошное распространение КЛЗ до изобаты 20 м, до глубин 115 м встречаются отдельные массивы КЛЗ. Предполагается, что мощность КЛЗ может достигать 100 м до глубины шельфа 40 м [11]. Мощность КЛЗ на п-ове Ямал колеблется от 150 до 400 м [2]. Возможно ледник распространялся по акватории современного шельфа в западной части Карского моря, и после его деградации вследствие резких изменений термобарических условий началось таяние КЛЗ и ГГ. На суше, в обстановке перигляциала, существуют и ГГ и метастабильные ГГ.

На шельфе Баренцева моря КЛЗ либо отсутствует, либо имеет островной характер распространения. На о. Шпицберген, испытавшем покровное оледенение, мощность КЛЗ на побережье – около 100 м. На шельфе распространены газовые воронки, свидетельствующие об интенсивной эмиссии природного газа, видимо, после таяния КЛЗ последнего ледникового максимума. По данным сейсмических исследований на континентальной окраине запада о. Шпицберген выделяется две зоны разгрузки природного газа: 80–130 м и 380–420 м. Первая зона может быть связана с эмиссией межмерзлотных газов, либо с выходами газовых потоков по тектоническим нарушениям, а вторая – с разрушением ГГ [12].

По данным математического моделирования мощность КЛЗ в центральной части Баренцева моря изменялась от 250 до 500 м, в зависимости от природных факторов в конце среднего и позднего неоплейстоцена. Мощность ЗГС в те же отрезки времени колебалась от 750 до 1700 м [13].

По данным исследований распределения концентраций метана на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского установлено наличие множества аномально высоких значений. Возможно, столь активная разгрузка метана вызвана разрушением КПЗ и последующей эмиссией межмерзлотных газов, или же диссоциацией реликтовых ГГ. Шельф и побережье восточно-

арктических морей характеризуется развитием мощной КЛЗ (до 800 м) [14]. Активная тектоника моря Лаптевых, распространение крупных палеодолин (и приуроченных к ним таликов) препятствует сохранению значительных скоплений ГГ. Открытие нефтяного месторождения в Хатангском заливе (рифтовая структура) подтверждает отсутствие полей ГГ в данной области.

На континентальной окраине Гренландии (в шельфовых депрессиях, и в верхней части континентального склона) и Антарктики, в областях современного оледенения, на основании геофизических данных предполагается наличие ГГ в верхней части континентального склона и на его подножии [15, 16].

Сложное взаимодействие различных природных фактов, начиная от тектоники и заканчивая системой водной циркуляции, обуславливает возможность консервации и дальнейшего существования пород, содержащих ГГ. Такие обстановки в настоящее время наблюдаются в регионах перигляциала или в условиях неоднократного покровного оледенения в прошлом, а в позднем неоплейстоцене – в сухом холодном климате. Сопоставление известных в настоящее время параметров и характера распространения КЛЗ и скоплений континентальных ГГ в шельфовых областях позволяет заметить существенные различия для перигляциальных и гляциальных обстановок позднего кайнозоя. Активная динамика гляциальных шельфов приводит к значительным изменениям термобарических условий и разрушениям КЛЗ и скоплений ГГ. Для перигляциальных обстановок климатические изменения не имеют столь катастрофического влияния. Более того, трансгрессия моря может стать консервирующим фактором как для КЛЗ, так и для скоплений ГГ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Природные условия образования и сохранения континентальных гидратов метана на арктических континентальных окраинах // Бюл. Ком. по изуч. четв. периода. 2017. № 75. С. 135–146.
2. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Отв. Ред. Е.М. Чувилин. М.: ГЕОС, 2007. 137 с.
3. Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С. Гидраты газа на шельфе и суше Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюл. Ком. по изуч. четв. периода. 2011. № 71. С. 124–134.
4. Collett T.S., Lee M.V., Warren F. et al. Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 279–294.
5. Brothes L.L., Herman B.M., Hart P.E. et al. Subsea ice-bearing permafrost on the U.S. Beaufort Margin: 1. Minimum seaward extent defined from multichannel seismic reflection data. AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. P.

4354-4365. Doi: 10.1002/2016GC006584.

6. Mcneil D.H., Duk-Rodkin A., Dixon D. et al. Sequence stratigraphy, biotic change, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional Late Cenozoic unconformity in Arctic Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 38 (2). P. 309–331.

7. Murton J.B. Stratigraphy and Palaeoenvironment of Richards Island and Eastern Beaufort Continental shelf during the Last Glacial-Interglacial Cycle // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. V. 20. P. 107–125.

8. Majorowicz J.A., Hanningen P.K. Natural gas hydrates in the offshore Beaufort-Mackenzie Basin – study of feasible energy source II // *Natural Resources Research*. 2000. V. 9. № 3. P. 201–214.

9. Riedel M., Taylor G., Taylor A.E. et al. Evidence for deep gas hydrate stability zone associated with submerged permafrost on Canada Arctic Beaufort Shelf. Northwest Territories // *Geologic Survey of Canada. Cur. Res.* 2015. V. 8. 17 p.

10. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Си. Изд. Фирма РАН, 1995. 198 с.

11. Serov P., Portnov A., Mienert J. et al. Methane release from pingo-like features across the Southern Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* 2015. V. 120. P. 1515–1529.

12. Portnov A. Role of subsea permafrost and gas hydrates in postglacial Arctic methane release/ A dis. for degree of Ph.D. – September 2015 / The Arctic univerc. of Norway. 30 p.

13. Tumskoy V., Chuvilin E., Gavrilov A. et al/ Gas hydrate stable zone within Barents Sea shelf and its evolution during Late Cenozoic // *Proceedings of the 8th Int. Conf. on Gas Hydrates*. Beijing, China, 28 July – 1 August, 2014. 10 p.

14. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // *Криосфера Земли*. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.

15. Mikkelsen N., Laer T., Nielsen T. et al. Methane and possible gas hydrates in the Disko Bugt region, central West Greenland // *Geol. Surv. of Denmark and Greenland. Bull.* 2012. V. 26. P. 69–72.

16. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. и др. Газогидраты в структуре дна континентальной окраины Антарктики (по результатам геофизических исследований) // *Доповіди Національної академії наук України*. 2015. № 4. С. 83–88.

Continental gas hydrates formed during Late Cenozoic in severe climate: in glacial or periglacial environments. On the base of characteristics of permafrost and gas hydrate-bearing deposits in different Arctic regions it is possible to get a clear picture that periglacial environment is better for gas hydrates conservation.

Колесник О.Н.¹, Колесник А.Н.¹, Вологина Е.Г.²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: zeya1985.2008@mail.ru; ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск)

О минеральном составе четвертичных осадков южной окраины Чукотского плато, Северный Ледовитый океан

Kolesnik O.N.¹, Kolesnik A.N.¹, Vologina E.G.²

(¹V.I. Pichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk)

Mineralogical composition of Quaternary sediments from the southern extremity of the Chukchi Plateau, Arctic Ocean

Ключевые слова: Чукотский бордерленд, четвертичный период, донные осадки, песчаная фракция, породообразующие минералы, акцессорные минералы, цветовая характеристика, литостратиграфия, палеореконструирование

Представлены результаты иммерсионного анализа, выполненного для песчаной фракции позднплейстоцен-голоценовых осадков Чукотского плато. Прослежено изменение по разрезу минерального состава, выявлены корреляционные связи с цветностью, гранулометрическими и геохимическими характеристиками.

Рассмотрена колонка НСГ-17, отобранная в южной части Чукотского плато на участке распространения донных воронок, напоминающих покмарки [1–3]. Иммерсионный анализ присутствующего в ней тонкого и мелкого песка (фракция 0.25–0.05 мм) позволил проследить климатически обусловленные изменения, которые происходили в минеральном составе донных отложений этого района с плейстоцена до современной эпохи включительно (см. рис., табл. на предпоследней странице). Главными породообразующими компонентами в изученном профиле являются кварц, слюдисто-глинистые агрегаты и полевые шпаты (плаггиоклазы, калиевые полевые шпаты). Среди акцессориев преобладают чернорудные и титановые минералы (ядро группы составляют магнетит, титанит и ильменит), а также гранаты, минералы группы эпидота, пироксены (преимущественно диопсид-авгит). Зерна минералов в основном угловато-окатанные. Вертикальные изменения в колонке носят циклический характер и отчетливее всего проявляются в распределении акцессорных минералов – их ассоциациях, степени устойчивости к выветриванию и транспортировке. Циклическость обусловлена нестабильностью климата в антропогене: имело место неоднократное чередование периодов похолодания и потепления. Осадки, которые накапливались в эти периоды, контрастны по цвету и минеральному составу.

Коричневые осадки, соответствующие теплым межледниковым эпохам без мощного покровного ледника (нечетные морские изотопные стадии и

подстадии), содержат следы повышенной биологической продуктивности и динамической активности среды, а именно: весомое количество биогенных карбонатов, наличие углистых частиц, преобразованных растительных остатков. Кроме того, наблюдается существенное до максимума содержание ряда аксессуаров высокой и средней абразивной прочности, химической устойчивости и миграционной способности – например, гранатов, эпидота, ильменита, силлиманита. Последние являются индикаторами перемещения осадочного материала на значительные расстояния. Характерны также повышенное содержание полевых шпатов, частично пелитизированных под влиянием химического выветривания, и лейкоксенизация.

Серые осадки холодных эпох, включая оледенения (четные морские изотопные стадии и подстадии), характеризуются существенной долей минеральных видов, резистентных к действию физических процессов (отношение кварца к полевым шпатам, циркон, турмалин, рутил, корунд, брукит, лимонит), широким распространением слюдисто-глинистых агрегатов и аутигенного (диагенетического) пирита. В эпохи оледенений территория современного шельфа Арктики и окружающей суши была занята крупными ледниковыми щитами, а водообмен сильно ограничен. Седиментация протекала в восстановительных условиях.

Оливковые и бежевые донные отложения, в том числе обогащенные кластическими карбонатами (карбонатные прослои), формировались в обстановках, переходных от ледниковых к межледниковым. Осадки оливкового цвета характеризуются прежде всего предельным содержанием кварца, магнетита (не исключено как терригенное, так и местное происхождение), гетита (частично в виде псевдоморфоз по пириту), гематита, повышенным выходом тяжелой фракции и отсутствием карбонатов. Из характерных особенностей бежевых осадков, кроме высокого уровня карбонатности (доломит, в меньшей степени кальцит [2]) и экстремального выхода тяжелой фракции, можно отметить значительное до пикового содержание минералов, устойчивых к основным внешним воздействиям – механическому выветриванию и переносу. Это кварц, полевые шпаты, гранаты, эпидот, титанит, турмалин, ставролит, циркон, ильменит. Вероятно, перенос происходил во время дегляциаций и осуществлялся айсбергами со стороны Канадского Арктического архипелага и хребта Брукс на Аляске [4–6].

Пестроцветные отложения, которые аккумуляровались в условиях нестабильного климата между третьей и пятой морскими изотопными стадиями, представлены тонкопереслаивающимися осадками темно-коричневого, серого и бежевого цвета и демонстрируют среднее содержание практически всех минералов.

Таким образом, донные отложения, накопленные за четвертичное время в пределах покаркообразных структур южной части Чукотского плато, имеют преимущественно терригенный состав (материал удаленных

областей сноса, в том числе айсберговых, при возможной частичной поставке из местных источников [1–3, 7, 8]), слабо преобразованный процессами химического выветривания (характерно для периодов потепления) и аутигенного минералообразования (характерно для периодов похолодания), без признаков дефлюидизации.

Таблица. Колонка НСГ-17, Чукотское плато: карбонатность и среднее содержание основных минералов по отношению к цветности осадков, %

Цветотипы	Минералы	Цветность осадков				
		коричневые, n = 2	оливковые, n = 1	серые, n = 8	бежевые, n = 4	пестрые, n = 16
	Общая карбонатность					
	Карбонаты (доломит, кальцит [2])	18.8	0.0	9.4	15.4	14.8
	Легкая фракция					
	Кварц	52.2	67.6	47.5	60.2	53.4
	Агрегаты	20.2	12.4	40.2	7.6	20.9
	Плагиоклазы	20.6	16.8	9.8	24.7	20.4
	Полевые шпаты	4.8	3.2	2.5	7.5	3.8
	Выход фракции	99.5	98.5	99.5	99.5	99.3
	Тяжелая фракция					
	Группа граната	15.8	9.4	9.8	22.9	15.8
	Группа эпидота	18.3	9.4	8.4	17.9	14.3
	Магнетит	6.3	40.2	14.9	5.3	13.5
	Титанит	8.0	5.4	7.8	14.4	8.6
	Ильменит	10.7	3.8	7.1	11.8	5.1
	Диопсид-авгит	10.2	6.2	5.3	8.6	9.8
	Пирит	5.3	2.8	26.3	2.5	11.7
	Выход фракции	0.5	1.5	0.5	2.9	0.7

n – количество проб в группах, выделенных на основании цветности осадков.

Рисунок. Особенности распределения донных отложений различной цветности, вскрытых колонкой НСГ-17 на Чукотском плато. Черным,

темно-серым, серым, белым цветом и перекрестной штриховкой отмечены коричневые, оливковые, сероцветные, бежевые и пестроцветные осадки соответственно.

Авторы признательны коллегам из ТОИ ДВО РАН, ФГБУ «ВНИИОкеангеология», ИЗК СО РАН за помощь в организации и проведении экспедиционных и аналитических работ. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-05680 а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
2. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А., Крылов А.А. Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 45–54.
3. Астахов А.С., Маркевич В.С., Колесник А.Н. и др. Возможные условия и время формирования покмарков Чукотского плато // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 665–678.
4. Bischof J.F., Clark D.L., Vincent J.-S. Origin of ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean // Paleocyanography. 1996. V. 11. № 6. P. 743–756.
5. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.
6. The Geology of Alaska / Plafker G., Berg H.C. (eds.) Boulder: Geological Society of America Inc., 1994. 1068 p.
7. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
8. Рекант П.В., Миролюбова Е.С., Андреева И.А., Смирнова Л.С. Сравнительный анализ минеральных ассоциаций донных отложений прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова и поднятия Менделеева как один из критериев оценки источников обломочного материала // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 79–95.

Results on immersion analysis of coarse fraction in Pleistocene and Holocene sediments from the Chukchi Plateau are provided. We observe downcore mineral composition changing in relation with color that can be used for lithostratigraphy and paleoreconstructions.

Крылов А.А.

(ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, г. Санкт-Петербург, e-mail: akrylow@gmail.com;
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, г.
Санкт-Петербург)

История ледового режима в центральной Арктике в плейстоцене по данным распределения минералов тяжелой фракции

Krylov A.A.

(FGBU “VNIIOkeangeologia”, Saint Petersburg; St. Petersburg State University, Institute
of Earth Sciences, Saint Petersburg)

The history of the ice regime in the Central Arctic during the Pleistocene according to the distribution of heavy minerals

Ключевые слова: тяжелые минералы, Арктика, ледовый режим

Реконструкция ледового режима в центральной Арктике является одной из важнейших проблем палеоокеанологии. Ледовый режим в значительной степени определяет климат в северном полушарии. Одним из маркеров ледового разноса являются минералы тяжелой фракции, которые могут быть доставлены на подводные возвышенности только льдами и айсбергами. Распределение тяжелых минералов было изучено в плейстоценовой части разреза скважины АСЕХ. Ценность этих данных определяется хорошим стратиграфическим расчленением разреза.

Ледовый режим в значительной степени определяет климат в северном полушарии. Поэтому реконструкция ледового режима в центральной Арктике является одной из важнейших проблем палеоокеанологии. Среди надежных маркеров ледового разноса можно выделить минералы тяжелой фракции. Последние могут быть доставлены на подводные возвышенности только льдами и айсбергами, в случае отсутствия выходов коренных пород в местах пробоотбора.

Распределение тяжелых минералов было изучено в плейстоценовой части разреза скважины АСЕХ вплоть до 20-й МИС. Ценность полученных данных определяется хорошим стратиграфическим расчленением разреза (O’Regan et al., 2008).

Среди минералов тяжелой фракции преобладает представитель группы эпидот-цоизита, немного в меньшем количестве присутствуют роговая обманка и моноклинные пироксены. Кроме того, в заметных количествах присутствуют гранат и черные рудные минералы.

С учетом наших знаний о геологическом строении областей сноса можно установить основные пути движения существующих в плейстоцене систем ледового дрейфа, а также выявить их изменчивость (или, напротив, стабильность) в геологическом времени.

Reconstruction of the ice regime in the central Arctic is one of the most important problems of paleoceanology. The ice regime largely determines the climate in the northern hemisphere. One of the markers of ice rafting is the minerals of heavy fraction, which can be delivered to underwater elevations only by ice and icebergs. The distribution of heavy minerals was studied in the Pleistocene section of the ACEX well. The value of these data is determined by good stratigraphic sequencing of the section.

**Левитан М. А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В.,
Чекан К.Д.**

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

**Литолого-фациальная структура и количественные
параметры отложений плейстоценового возраста в
Беринговом море**

Levitan M.A., Gel'vi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D.

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

**Lithological-facies structure and the quantitative parameters of
the Pleistocene sediments in the Bering Sea**

Ключевые слова: Берингово море, эоплейстоцен, неоплейстоцен, массы осадков в единицу времени, терригенные осадки, кремнистые илы

Работа основана на материалах глубоководного бурения DSDP 19 [1] и IODP 323 [2]. Ранее не рассматривались литолого-фациальная зональность осадков нео- и эоплейстоцена и не рассчитывались количественные параметры седиментации объемным методом А.Б. Ронова. Цель настоящей публикации состоит в заполнении этого пробела.

Неоплейстоценовые отложения в Беринговом море, не выходящие по возрасту, главным образом, за пределы позднего неоплейстоцена с нижней границей 130 тыс. лет [3], вскрыты в целом ряде колонок, полученных в отечественных и иностранных экспедициях. Полный разрез плейстоцена вскрыт только в ходе двух экспедиций глубоководного бурения: DSDP 19 [1] и IODP 323 [2].

Для достижения поставленных в названии тезисов целей авторами на основе вышеупомянутых литологических и геофизических данных составлены схематические литолого-фациальные карты с изопакхитами для неоплейстоцена и эоплейстоцена, нанесены осадочные бассейны [4], выделены четыре литолого-фациальные зоны седиментации: I – терригенной; II – кремнисто-терригенной; III – кремнистой и IV – вулканотерригенной. Обсчет соответствующих карт объемным методом А.Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных литолого-фациальных зон (подзон) и типов плейстоценовых осадков. Выявлено доминирование терригенных отложений над другими группами осадков. В неоплейстоцене терригенные осадки накапливались интенсивнее, чем в эоплейстоцене, в 1.4 раза. Кремнистые осадки в эоплейстоцене хребта Бауэрс аккумулировались почти в 2 раза интенсивнее, чем в неоплейстоцене.

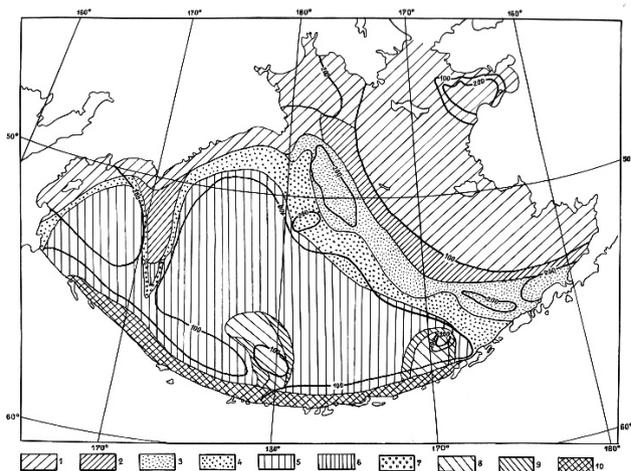


Рисунок. Литолого-фациальные зоны и подзоны неоплейстоцена Берингова моря. Условные обозначения: 1 – подзона Ia; 2 – подзона Ib; 3 – подзона Ic; 4 – подзона Id; 5 – подзона IIa; 6 – подзона IIb; 7 - подзона IIc; 8 – подзона IIIa; 9 – подзона IIIb; 10 – зона IV.

I зона с севера на юг включает в себя подзоны Ia, Ib, Ic и Id. Установленная для последних 180 тыс. лет кривая изменения уровня Мирового океана в Беринговом море [5] свидетельствует о том, что на протяжении 64,2% этого времени (в ледниковые эпохи) уровень моря располагался ниже дна Берингова пролива. В неоплейстоцене были развиты высокоамплитудные температурные колебания и колебания уровня моря, связанные с ледниково-межледниковыми циклами.

Подзона Ia охватывает внутренний шельф, в разрезе она представлена чередованием шельфовых терригенных обломочно-глинистых осадков, накопившихся во время межледниковий, и перерывов в седиментации, характеризующих континентальные условия размыва во времена оледенений. Подзона Ib сложена терригенными осадками среднего шельфа. Вероятно, здесь мощности осадков выше из-за отсутствия перерывов. Эта же зона расположена и на севере хребта Ширишова, где осадки сложены, в основном, гемипелагическими глинами и глинистыми алевролитами. В состав подзоны Ic входят терригенные отложения внешнего шельфа, весьма неравномерные по своей мощности. Наконец, в подзоне Id, приуроченной к верхней половине континентального склона, расположены терригенные дебриты, подводные оползни, гемипелагические глины. Следует указать, что в отложениях всех подзон литолого-фациальной зоны I встречен материал ледового разноса, который вытаивал из морского льда, а не из айсбергов, которых здесь не было.

Таблица. Массы сухого осадочного вещества (M , 10^{18} г) и массы осадков в единицу времени (I , 10^{18} г/млн. лет) отложений плейстоцена Берингова моря по литолого-фациальным зонам (подзонам)

Литолого-фациальная зона (подзона)	Возраст	M	I
Ia	неоплейстоцен	77.1	97.6
	эоплейстоцен	68.4	68.4
Ib	неоплейстоцен	20.9	26.5
	эоплейстоцен	29.4	29.4
Ic	неоплейстоцен	29.2	37.0
	эоплейстоцен	28.2	28.2
Id	неоплейстоцен	32.3	40.9
	эоплейстоцен	40.5	40.5
IIa	неоплейстоцен	96.9	122.7
	эоплейстоцен	75.3	75.3
IIb	неоплейстоцен	0.6	0.8
	эоплейстоцен	2.9	2.9
IIc	неоплейстоцен	0.9	1.1
	эоплейстоцен	2.1	2.1
IIIa	неоплейстоцен	3.7	4.7
	эоплейстоцен	4.9	4.9
IIIb	неоплейстоцен	1.5	1.9
	эоплейстоцен	2.3	2.3
IV	неоплейстоцен	8.5	10.8
	эоплейстоцен	7.0	7.0

Кремнисто-терригенная литолого-фациальная зона занимает большую часть глубоководного ложа, охватывая южную часть континентального склона, глубоководные котловины (подзона IIa), южную часть хребта Ширшова (подзона IIb) и его склоны (подзона IIc). В подзоне IIa переслаиваются гемипелагические глины, терригенные турбидиты и кремнистые осадки (диатомовые илы и глины). При этом терригенные осадки явно преобладают, но их соотношение с кремнистыми отложениями варьирует в пространстве и во времени. В подзоне IIb терригенные турбидиты отсутствуют; здесь наблюдается переслаивание доминирующих гемипелагических глин с диатомовыми илами или глинами. Наконец, склоновые отложения подзоны IIc, вероятно, представлены дебритами того же состава, что и осадки подзоны IIb. Мощности этих отложений для Алеутской котловины и хребта Ширшова колеблются между 100 и 200 м, а для осадков неоплейстоцена Командорской котловины, вероятно,

превышают 200 м

Кремнистая литолого-фациальная зона охватывает хребет Бауэрса и плато Умнак (подзона IIIa для гребневых частей и подзона IIIb для склонов). Осадки представлены чередованием диатомовых глин (доминируют в неоплейстоцене) и диатомовых илов (доминируют в эоплейстоцене). Диатомовые глины содержат от 30 до 50% биогенного опала, а диатомовые илы – более 50%. Мощности осадков и нео-, и эоплейстоцена колеблются около 100 м, изредка превышая эту величину. На склонах, как отмечалось ранее, доминируют дебриты того же состава, что и на гребнях.

Вулкано-терригенная литолого-фациальная зона (IV) приурочена к островному склону Алеутской островной дуги и представлена гемипелагитами, дебритами и подводными оползнями. Судя по имеющимся данным, в неоплейстоцене мощности отложений превышали 100 м, а в эоплейстоцене были менее 100 м.

Результаты применения объемного метода А.Б. Ронова к составленным картам по литолого-фациальным зонам и подзонам показаны в таблице.

Таким образом, поставка литогенного вещества и с севера, и с юга была интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Данные по II зоне свидетельствуют о том, что поток литогенного вещества с юга (со стороны Алеутской островной дуги) как будто играл большую роль в аккумуляции вещества в глубоководных котловинах, чем северный поток. С нашей точки зрения этот результат не совсем естественен; скорее он объясняется тем, что пробуренные здесь глубоководные скважины расположены в южных частях котловин. Результаты по III зоне говорят о несколько большем потоке (палеопродуктивности) кремнистого материала в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом.

В итоге было выявлено доминирование терригенных отложений над другими группами осадков. Наиболее широко развиты марино-гляциальные отложения, за ними следуют гемипелагические глины. В целом интенсивность аккумуляции литогенного материала в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, в 1.4 раза за счет более сурового климата и суммарного эффекта неотектонических изменений. Наряду с долгопериодными трендами в процессах терригенной седиментации большую роль играли климатические изменения, обусловленные флуктуациями орбитальных параметров.

На втором месте по своему распространению и объемам находятся кремнистые осадки (диатомовые глины и илы). Они или приурочены к межледниковьям в отложениях II литолого-фациальной зоны, или к III зоне. Во всех случаях кремнистые осадки локализованы там, где абсолютные массы аккумулирующегося биогенного опала (кремнезема) как минимум равны (или превышают) абсолютные массы литогенного вещества. Это связано с повышенной палеопродуктивностью, обусловленной как долгопериодными трендами в процессах осадконакопления в плейстоцене

Берингова моря, так и с изменениями орбитальных параметров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00157а и Программы Президиума РАН № 3. Авторы благодарят А.В. Кольцову за помощь в картографических работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Creager J.S., Scholl D.W. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 19. Washington (U.S. Government Printing Office), 1973. 913 p.
2. Expedition 323 Scientists. Bering Sea paleoceanography: Pliocene–Pleistocene paleocean-ography and climate history of the Bering Sea. Integrated Ocean Drilling Program Preliminary Report 323. 2010. doi:10.2204/iodp.pr.323.2010.
3. Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А. и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1997. Т. 5 (5). С. 105–108.
4. Marlow M.S., Cooper A.K., Fisher M.A. Geology of the eastern Bering Sea continental shelf // The geology of Alaska / Eds G. Plafker, H.C. Berg. GSA, 1994. P. 271–284.
5. Hu A., Meehl G.A., Otto-Bliesner B.L. et al. Influence of Bering Strait flow and North Atlantic circulation on glacial sea-level changes // Nat. Geosci. 2010. V. 3. P. 118–121.

Authors established the dominance of terrigenous sedimentation over other deposits. The intensity of the accumulation of lithogenic material in the late Pleistocene was higher than in Eopleistocene in 1.4 times because of more severe climate and the effect of neotectonic movements.

**Логвина Е.А.¹, Крылов А.А.^{1,2}, Семенов П.Б.¹,
Матвеева Т.В.¹**

(¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», Санкт-Петербург e-mail: liza_logvina@mail.com; ²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург)

**Возможность формирования аутигенных минералов в условиях субаквального раннего диагенеза (Карское море)
Logvina E.A.¹, Krylov A.A.^{1,2}, Semenov P.B.¹, Matveeva T.V.¹**

(¹Gramberg All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg; ²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg)

The possibility of the authigenic minerals formation in early diagenesis subaquatic conditions (Kara Sea)

Ключевые слова: аутигенные минералы, диагенез, разгрузка УВ флюидов, поровые воды, метан, Карское море

На основании данных, полученных в ходе экспедиционных исследований в глубоководной части Карского моря (химический состав поровых вод и содержание в осадках метана и гомологов) было проведено моделирование возможного формирования аутигенных минералов (ангидрита, гипса, арагонита, кальцита и доломита) в субаквальных обстановках раннего диагенеза. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в углеводородсодержащих отложениях Карского моря возможно формирование только аутигенных карбонатных минералов – доломита и кальцита на различных поддонных глубинах.

Карское море характеризуется высокими перспективами нефтегазоносности, подтвержденными в процессе неоднократных количественных оценок. В южной и центральной его частях известны несколько крупных газоконденсатных месторождений. Перспективность севера Карского моря основывается преимущественно на косвенных показателях. Один из наиболее важных показателей – вероятное развитие в Северо-Карской впадине мощных палеозойских отложений с рифовыми фациями. В этой части разреза на островах Северной Земли и на Новой Земле встречены битумопроявления. Северные области Карского моря весьма перспективны в отношении нефтеносности, но изученность акватории крайне неравномерна. В последние годы геолого-геофизическое изучение здесь значительно интенсифицировалось. Проводятся сейсмические и геологические исследования с глубиной отбора керна до 10 м, получены данные по распределению метана и его гомологов. В то же время, исследований, направленных на поиски очагов фокусированной разгрузки УВ флюидов, а также скоплений газовых гидратов не проводилось. Исследование термобарических условий на дне Карского моря

показало, что формирование газовых гидратов возможно в Новоземельском желобе, расположенном в пределах Предновоземельской и Северо-Сибирского порога перспективных нефтегазоносных областей. Наличие потенциальных областей развития газовых гидратов позволяет считать акваторию Карского моря перспективной для их поисков и изучения. Потенциальные и установленные газогидратоносные участки и объекты генетически и пространственно связаны с крупными нефтегазоносными структурами.

Известно, что аутигенные минералы, в первую очередь карбонаты, формируются в местах, где имеется достаточное количество водорастворенного кальция и гидрокарбонат-иона. При определенных условиях последний образуется, в том числе, и при окислении УВ, в первую очередь, метана. Такие условия обеспечиваются, преимущественно, при фокусированной разгрузке УВ-содержащих потоков, которая приводит к образованию на морском дне специфических структур. Таким образом, наличие в отложениях аутигенных минералов группы кальцита (с особыми геохимическими параметрами) является индикатором разгрузки УВ. Низкие температуры полярных морей способствуют повышенной растворимости углекислоты, поэтому четвертичные донные отложения, как правило, практически лишены карбонатов, что отличает их от осадков морей гумидных и аридных зон. Все вышеперечисленное определяет интерес к исследованию различных составляющих осадка, в первую очередь с точки зрения возможности формирования в них аутигенных минералов. Это становится возможным при изучении в них содержания газовой составляющей и поровых вод.

Мультидисциплинарные экспедиционные исследования в акватории Карского моря проводились в ходе 59-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2011 г. По данным глубоководной геофизической съемки были определены и опробованы структуры, потенциально связанные с разгрузкой УВ газов. Грунтовым пробоотбором было выполнено более 20 станций, наиболее представительной из которых была самая глубоководная – №5042 (475 м). Образцы осадка были подготовлены для дальнейшего анализа методом *head space* и для исследования химического состава поровых и придонных вод.

В результате изучения содержания УВ газов в отложениях всех станций, в целом, наблюдалось планомерное снижение концентраций метана от речных эстуариев в глубину акватории, что, безусловно, связано с уменьшением количества терригенного ОВ, поступающего с речным стоком. Продукты биологической деструкции ОВ (СО₂, ацетата) служат источником для генерации метана анаэробными метаногенами. При этом, резкое снижение концентрации метана в направлении поверхности осадков, связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, конкурирующих с метаногенами за восстановительные эквиваленты или опосредовано

использующие метан для анаэробного восстановления сульфатов. В связи с тем, что в подавляющем большинстве случаев концентрации метана к поверхности морского дна оказываются ничтожно малыми, очевидно крайне незначительные масштабы поступления метана в водную толщу и далее в атмосферу.

Наиболее интересным из изученных, является распределение концентраций метана и C_2-C_5 с глубиной на станции 5042 (рисунок). Это наиболее представительная по мощности (3.03 м) и литологии станция, отобранная в координатах $78^{\circ}29'1786$ с.ш. $72^{\circ}48'0138$ в.д. Среди всех изученных разрезов, здесь концентрация метана возрастает с увеличением глубины, достигая максимальных значений на горизонте 250 см (105 ppm). Следует отметить, что выделенная аномалия соответствует положению началу «диамиктона» – «ледникового» горизонта в разрезе отложений. Содержание гомологов метана по разрезу в целом не высоко и изменяется мало. Отмечается плавный тренд увеличения концентрации $\sum C_1-C_5$ с глубиной, что косвенно свидетельствует о возможной разгрузке катагенетического метана.

Оценка вероятности формирования аутигенных минералов проведена для той же станции. Были рассчитаны коэффициенты насыщения поровых вод для минералов ангидрита, гипса, арагонита, кальцита и доломита по формуле:

$$\Omega = \lg \frac{[Me^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]}{K_{sp}}, \text{ где } [Me^{2+}], [CO_3^{2-}] - \text{активности ионов, являющиеся}$$

функцией их концентраций в поровой воде (*первичные данные химического состава поровых вод*) и ионной силы раствора при измеренной *in situ* температуре $-0.2^{\circ}C$; Me^{2+} – катионы, входящие в кристаллическую решетку карбонатов; K_{sp} – произведение растворимости карбонатов. Кристаллизация карбонатов возможна при $\Omega > 0$. Модельные расчеты выполнены в программной среде *PHREEQC* для Windows [1].

Данные моделирования представлены на графике распределения коэффициентов насыщения (Ω) поровых вод по разрезу (рисунок). Откуда видно, что в современных обстановках по всей глубине исследованного разреза существуют различные условия, отражающие возможность формирования аутигенных минералов. В частности, на всем протяжении разреза существуют условия неблагоприятные для формирования ангидрита, гипса и арагонита. На поддонных глубинах 10–70...85 см невозможно формирование минералов группы кальцита, скорее здесь создаются условия для их растворения. В то же время, формирование кальцита и доломита возможно в придонном слое и на поддонных глубинах 85...270 см. Если для формирования доломита условия благоприятны на всем протяжении разреза, начиная с поддонных глубин 75 и более см, то для формирования кальцита в интервале поддонных глубин 100–140 и более 280 см условия неблагоприятны.

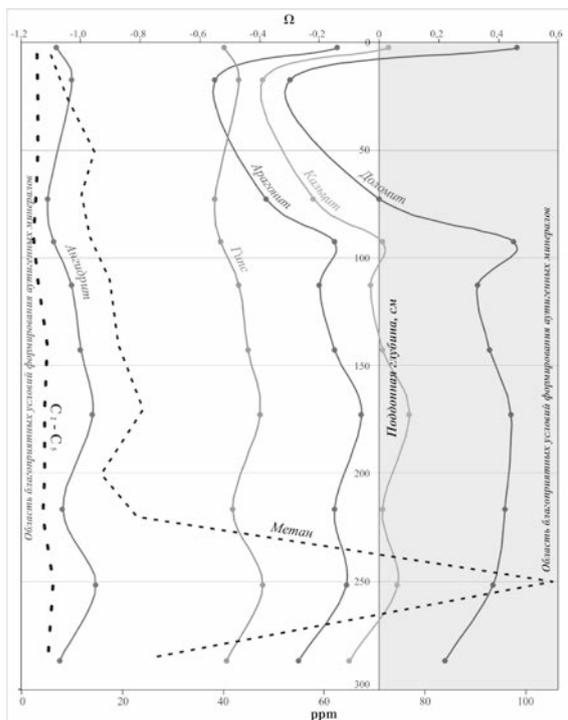


Рисунок. Распределение CH_4 и $\sum\text{C}_2\text{-C}_5$, коэффициентов насыщения (Ω) поровых вод по разрезу, относительно минералов (ангидрит, гипс, арагонита, кальцита и доломита, при $\text{pH}=7.1\dots7.6$) в осадках ст. 5042. Области, где невозможно (слева) и возможно (справа) формирование минералов.

Таким образом, изучение газовой составляющей осадков, отобранных в пределах глубоководных структур (выделенных по данным сейсмоакустической съемки) потенциально связанных с разгрузкой УВ в Карском море, не подтвердило выходов свободного газа на поверхность отложений. Содержания газовых компонентов в осадке не велики, что свидетельствует о крайне незначительных масштабах поступления метана в водную толщу и далее в атмосферу. Аномалии, выделенные на сейсмоакустических записях, по всей вероятности, связаны с особенностями рельефа и литологией.

Анализ литологии и данных по концентрации УВ газов в разрезе более 20 грунтовых станций, позволил выделить наиболее интересную для детального изучения и моделирования (ст. 5042). Результаты последнего позволяют предположить возможность формирования карбонатных минералов в приповерхностных отложениях и на поддонных глубинах

более 85 см на глубинах воды более 470 м в районе желоба Св. Анны. Содержания метана и его гомологов в исследованных отложениях выше фоновых и, вероятно, достаточны для того, чтобы при их окислении образовывался гидрокарбонат-ион, участвующий в формировании карбонатных минералов. Измеренные температуры близки к нулю (-0.2°C), что свидетельствует о высокой вероятности формирования в отложениях ст. 5042 кристаллов икаита ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Известно, что данная фаза карбоната кальция может кристаллизоваться в современных морских/озерных условиях лишь при температурах близких к точке замерзания воды. В отложениях Карского моря икаиты обнаруживались уже неоднократно [2–5].

Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности формирования аутигенных карбонатов в УВ-содержащих отложениях Карского моря.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №16-05-00979.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Parkhurst D.L., Appelo C.A.J. User's guide to PHREEQC (ver. 2) – a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations // US Geol. Surv. Water Resour. Inv. Rep. 1999. V. 99–4259. 312 p.
2. 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.
3. 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.
4. Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // Siberian river run-off in the Kara Sea / Proceedings in Marine Science. Eds. R. Stein, K. Fahl, D.K. Fuetterer et al. 2003. № 6. P. 349–374.
5. Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Pribylova T.N. Carbonate minerals ikaite and glendonite and carbonate nodules in Holocene Kara Sea sediments: Geochemical and isotopic evidences // Rep. on Polar and Marine Res. 2001. № 393. P. 189–196.

The modeling of the possible formation of authigenic minerals (anhydrite, gypsum, aragonite, calcite and dolomite) in sub-aquatic environments of early diagenesis was carried out based on the data obtained during research expedition in the deepwater part of the Kara Sea (the chemical composition of pore waters, the content of methane and homologues in sediments, etc). The obtained results indicate that in the deep-water Kara Sea hydrocarbon-containing sediments, only authigenic carbonate minerals (dolomite and calcite), can be formed at various bottom depths.

Логвина Е.А.¹, Крылов А.А.^{1,2}, Талденкова Е.Е.³, Блинова В.Н.⁴, Сапега В.Ф.⁵, Новихин А.Е.⁶, Кассенс Х.⁷, Баух Х.А.^{8,7}

(¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», Санкт-Петербург e-mail: liza_logvina@mail.com; ²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург; ³Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Географический ф-т, г. Москва; ⁴Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, Москва; ⁵ФГУП Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург; ⁶ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург; ⁷ГЕОМАР, Киль, ФРГ; ⁸АВИ, Киль, ФРГ)

Аутигенные минералы на континентальном склоне моря Лаптевых (условия и стадии формирования в позднем плейстоцене)

Logvina E.A.¹, Krylov A.A.^{1,2}, Taldenkova E.E.³, Blinova V.N.⁴, Sapega V.F.⁵, Novikhin A.E.⁶, Kassens H.⁷, Bauch H.A.^{8,7}

(¹Gramberg All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg; ²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg; ³Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow; ⁴Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow; ⁵Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St. Petersburg; ⁶Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg; ⁷Helmholtz-Center for Ocean Research GEOMAR, Kiel; ⁸Alfred-Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research (AWI), Kiel)

Authigenic minerals at the Laptev Sea continental slope (formation conditions and stages in the late Pleistocene)

Ключевые слова: аутигенные минералы, Fe-Mn-карбонаты, стабильные изотопы углерода и кислорода, диагенез, вивианит, икаит, поздний плейстоцен

Коричнево-серые отдельные, параллельно соединенные, разветвленные и частично растворенные Fe-Mn карбонатные трубочки были обнаружены в отложениях станции PS51/154-11 на поддонных глубинах более 6 м [1–7]. Их диаметр и длина не превышали 1–2 мм и 1–2 см, соответственно. Общая длина колонки составила 7 м (рисунок). Основной разрез представлен песчано-алевритистыми отложениями с множественными включениями органики и сульфидов. Трубочки наблюдались в ассоциации с вивианитом вплоть до забоя [2]. На различных поддонных глубинах колонки были обнаружены кристаллы икаита, конкреции вивианита и карбонатные образования, что определяет уникальность вскрытого разреза на арктическом шельфе.

Баренцево-Карского ледника [2, 7].

Основываясь на результатах литологической характеристики вмещающих отложений, на исследовании ассоциации карбонатов с другими аутигенными минералами (вивианит, икаит) в керне, на результатах микронзондового анализа и изотопии кислорода и углерода карбонатов [4–6] представляется возможным восстановить условия формирования последних.

Самые «древние» из изученных карбонатов (по данным изотопного состава кислорода) формировались в условиях опреснения (солончатых водах). В свою очередь, последние могли поступать на континентальный склон моря Лаптевых двумя путями. В частности, фильтрация вод по «ослабленным зонам», которые могли возникнуть в области распространения многолетней мерзлоты и на участках пойменной и русловой многорукавности рек [11]. Их возникновение очевидно было связано с суффозионными процессами в неоднородных по гранулометрическому составу грунтах (см. рисунок) и наибольшими градиентами напора, приуроченными к слабопроницаемым участкам [12]. Кроме того, субмаринная разгрузка грунтовых вод является важнейшим поставщиком растворенного материала из континентов в океан [13]. Таким образом, источником Fe, Mn и P необходимых для кристаллизации Fe-Mn карбонатов и вивианита, являлись грунтовые воды.

Второй путь предполагает поступление опресненных вод в придонный и приповерхностный слои в период сезонного короткого, но очень интенсивного половодья. Учитывая значительное обмеление арктических шельфовых морей в период кристаллизации карбонатов и вивианита, реки проникали значительно севернее, смещая положение маргинального фильтра – зоны смешения речных и морских вод, представляющей собой своеобразную «коллоидную пробку». Последняя характеризуется процессами активного осаждения коллоидов железа (преимущественно гидроксидов) [14], разложения и минерализации взвешенного ОВ. В этой зоне увеличивается содержание хлорофилла, нитратов и фосфатов. Все эти процессы протекают с высокой скоростью. Такие воды подстилают толщу придонного слоя, проникая вниз по довольно крутому склону, изменяя его свойства. В процессе осадконакопления эти воды «захораниваются», а при повышении концентрации бикарбонат-иона за счет диагенетического окисления ОВ, формируются карбонаты и вивианит. Определенную роль в опреснении могут играть и талые воды, наличие которых подтверждается пиками IRD.

Высока вероятность, что опреснение поровых вод происходило под влиянием сразу двух описанных процессов. Изменение состава поровых вод ближе к современным характеристикам произошло быстро, о чем свидетельствуют данные изотопного состава родохрозита.

Таким образом, формирование аутигенных минералов происходило

позтапно: (1) формирование преимущественно сидеритов и вивианита при участии опресненных вод (см. выше); (2) формирование вивианита и родохрозита в восстановительных щелочных условиях, с высокой активностью ионов железа и фосфата, при низкой концентрации сульфидов в опресненных/солонатоводных обстановках; (3) рост кристаллов икаита и постепенное растворение Fe-Mn карбонатов при повышенном содержании фосфат-иона в поровых водах, вызванным массовым ростом вивианита в современных обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 16-05-00979; проекта System Laptev Sea: The Transpolar System of the Arctic Ocean (TRANSDRIFT; 03G0833) и Российско-Германского проекта «Changing Arctic Transpolar System» (CATS).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Taldenkova E., Nikolaev S., Bauch H.A/ 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. N 27-28. P. 3919-3935.
3. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Benthic and planktic community changes at the north siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 96 P. 13–28.
4. Логвина Е.А., Крылов А.А., Талденкова Е.Е., Блинова В.Н. Условия формирования аутигенных карбонатов на континентальном склоне моря Лаптевых // *Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. Т. 2. Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012. С. 255–257.
5. Логвина Е.А., Крылов А.А., Талденкова Е.Е., Блинова В.Н. Типоморфизм аутигенных карбонатов моря Лаптевых // *Материалы III всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» посвящённой 100-летию со дня рождения Р.М. Деменицкой / Ответственные редакторы: А.А. Черных, А.Г. Редько, Е.А. Логвина, А.А. Крылов*. СПб, ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга». 2012. С. 35–38.
6. Логвина Е.А., Крылов А.А., Талденкова Е.Е., Блинова В.Н. Сидерит-родохрозитовые трубочки как индикаторы древних очагов разгрузки в море Лаптевых // *Материалы 3-й международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского 11–15 февраля 2013 г., Россия, Санкт-Петербург, ФГУП*

«ВСЕГЕИ». С. 433–437.

7. Овсепян Я.С., Галденкова 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. 96–112.

8. Степанова А.Ю. Плейстоцен-голоценовые и современные остракоды моря Лаптевых и их значение для палеоэкологических реконструкций / Дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.02: Москва, 2004. 248 с.

9. 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. N 1–4. P. 125–139.

10. 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 // ЗРМО. 2015. № 4. С. 61–75.

11. Михайлов В.М. Пойменно-фильтрационные талики Северо-Востока России / Автореф. дисс. докт. геогр. наук. Якутск. Ин-т мерзлотоведения СО РАН. 2005. 42 с.

12. Алексеевский Н.И., Чалов С.Р. Гидрологические функции разветвленного русла. М.: Географический ф-т МГУ. 2009. 240 с.

13. Kwon E.Y., Kim G., Primeau F. et al. Global estimate of submarine groundwater discharge based on an observationally constrained radium isotope model // Geophys Res Lett. 2014. V. 41. N 23 P. 8438–8444.

14. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океана // Океанология. 1994. Т. 34 № 5 С. 735–747.

Study of the authigenic carbonates in association with vivianite from sediments of the western Laptev Sea continental slope allowed for reconstructing mechanisms and past environmental conditions of their formation. Two possible scenarios are proposed: penetration of freshened ground waters and/or enhanced freshwater influence during short seasonal floods in combination with the geochemical processes in a narrow marginal filter zone.

Малахова В.В.¹, Елисеев А.В.^{2,3}

(¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: malax@sscc.ru; ²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва; ³Казанский федеральный университет, г. Казань)

Динамика субаквальной криолитозоны и зоны стабильности метангидратов арктического шельфа: результаты численного моделирования

Malakhova V.V.¹, Eliseev A.V.^{2,3}

(¹Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk; ²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow;

³Kazan Federal University, Kazan)

The subsea permafrost and methane hydrates stability zone dynamics at the Arctic shelf: the numerical modeling results

Ключевые слова: арктический шельф, многолетнемерзлые породы, гидраты метана, ледниковые циклы, термокарстовые озёра

С использованием модели термофизических процессов в донных отложениях, дополненной сценарием изменения климата на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет, проведен анализ характеристик многолетнемерзлых пород (ММП) и зоны стабильности газовых гидратов. При типичном для большей части шельфа значении интенсивности геотермического потока тепла 60 мВт/м² для мелкого (с современной глубиной ≤ 50 м) шельфа продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации ММП и разрушения газогидратов. Для более глубокого шельфа, возможно даже полное исчезновение ЗСГГ во время межледниковий. Особенности зон рифтов и/или наличие термокарстовых процессов приводят к уменьшению современной мощности ММП.

Многолетнемерзлые породы (ММП) мощностью до нескольких сотен метров в пределах мелководных шельфов морей Северного Ледовитого океана создают условия для существования мелководных газогидратных залежей при небольшой (до 100 м) глубине воды [1, 2]. Субаквальные ММП формируются во время оледенений плейстоцена, когда шельф становится сушей в результате океанической регрессии. В межледниковья под влиянием трансгрессии океана мерзлые толщи уходят под воду и медленно разрушаются под относительно теплыми и солёными морскими водами, что может приводить к нарушению термодинамических условий существования газовых гидратов.

Целью данной работы является модельный анализ динамики ММП и зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) для условий, имитирующих климатические изменения на шельфе моря Лаптевых (с современной глубиной дна до 100 м) на протяжении последних четырех ледниковых циклов, а также изучение особенностей этих процессов в рифтовых зонах и

влияния озерного термокарста в период голоцена.

Анализ характеристик многолетнемерзлых пород и ЗСГГ проводится с использованием модели термофизических процессов в донных отложениях, дополненной сценарием изменения уровня моря и температуры на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет [3]. Описание численных экспериментов:

- G60: используются значения термофизических параметров, характерных для большей части шельфа [3]. В частности, интенсивность геотермального потока тепла в этом расчёте $G = 60$ мВт/м².

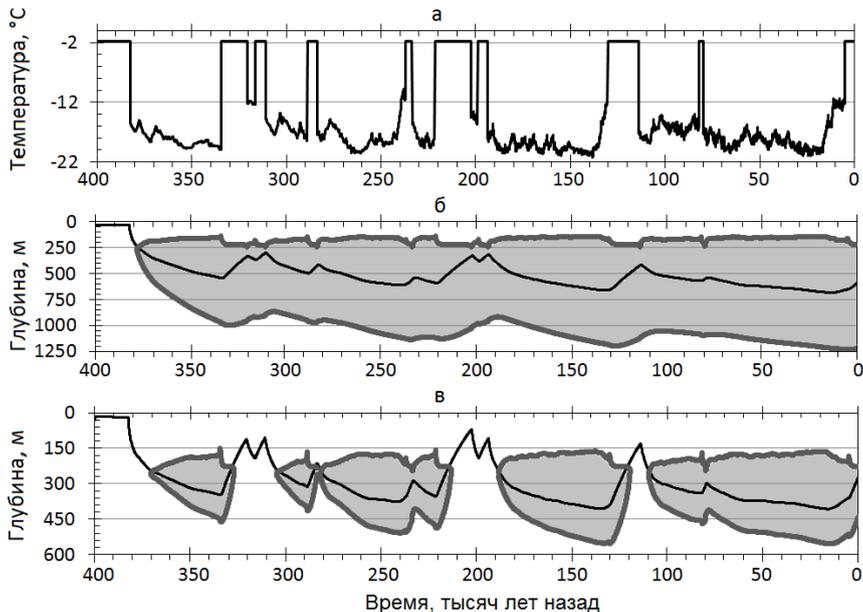


Рисунок 1. Температуры поверхности шельфа с современной глубиной НВ = 20 м (а). Глубина основания зоны многолетнемерзлых пород (черная линия) и расположение зоны стабильности гидратов метана (серая заливка) в расчётах G60 и G100R при том же НВ (б и в соответственно).

- G100R: подобен G60, но термофизические параметры шельфа задаются в соответствии со значениями, типичными для рифтовых зон [4]. При этом $G = 100$ мВт/м².

- G100RT1: вплоть до момента времени $t_T = 13$ тыс. л.н. (тысяч лет назад) идентичен G100R. Начиная с t_T , в расчётах учитывается развитие термокарстовых озёр. Температура поверхности донных отложений в период существования озера увеличивается до положительных значений и задается: $T_B = +2^\circ\text{C}$ [5]. Расчеты проводятся для областей шельфа с глубиной

$H_B \leq 30$ м.

- G100RT2: подобен G100RT1, но с более низким значением температуры фазовых переходов, $T_F = -2^\circ\text{C}$. Целью этого численного эксперимента является анализ чувствительности полученных результатов к выбору T_F .

Получено, что для мелкого (с современной глубиной $H_B \leq 50$ м) шельфа продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации ММП и разрушения газогидратов в случае задания типичного значения интенсивности геотермического потока тепла (G60) (рис. 1а). Для более глубокого шельфа возможно понижение верхней границы и даже полное исчезновение ЗСГГ во время межледниковий (рис. 2а). Несмотря на значительные вариации уровня моря в ледниковых циклах плейстоцена, основную роль в формировании отклика ЗСГГ играет изменение T_B в этих циклах. Скорость деградации субаквальных ММП со стороны нижней границы составляет 1–2 м/столетие. Она зависит от времени нахождения шельфа под морской водой, и, следовательно, от современной глубины океана.

В регионах океанических разломов (G100R) большие значения интенсивности геотермического потока тепла приводят к более быстрой деградации подводных ММП в межледниковья по сравнению со случаем G60 (рис. 1б, 2б).

Усиление процессов деградации ММП наиболее выражено в регионах, где развиваются термокарстовые озера (G100RT), что связано с влиянием положительной температуры на границе донных отложений (рис. 3а). Учет дополнительного засоления донных отложений после затопления озера морской водой (G100RT2) приводит к образованию сквозных таликов в областях шельфа с глубиной менее 30 м (рис. 3б).

В свою очередь, сокращение мощности мерзлого слоя и повышение температуры донных отложений приводит к нарушению условий стабильности газовых гидратов. Последнее наиболее вероятно в зонах рифтов и регионах развития термокарстовых озёр. Как следствие, возможное скопление метана в подмерзлотных горизонтах донных отложений в периоды океанических трансгрессий может стать причиной выбросов этого газа [6].

Однако, для большей части шельфа характерная интенсивность геотермического потока тепла равна $G = 40\text{--}60$ мВт/м² [7]. При таком значении потока тепла ММП и ЗСГГ существуют как в периоды оледенений, так и на всем протяжении межледниковий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 15-05-02457, 17-05-00382, 17-05-00396).

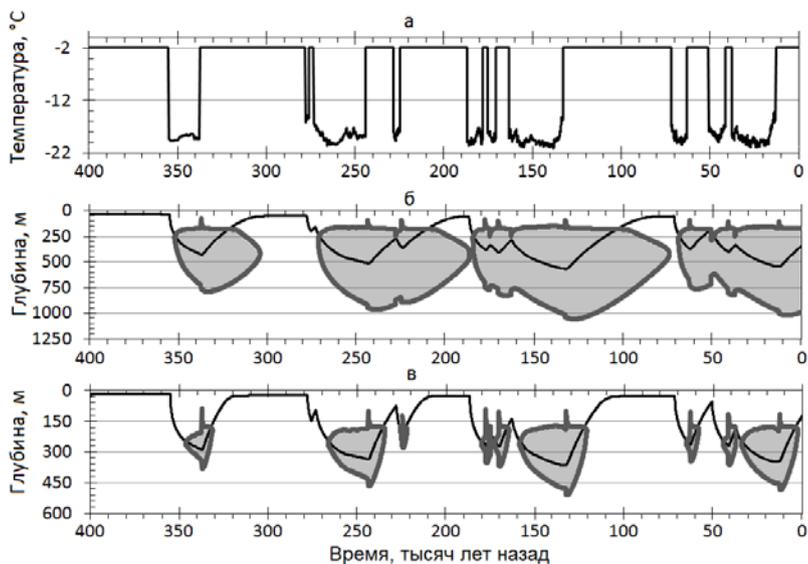


Рисунок 2. Подобно рис. 1, но для областей шельфа глубиной 70 м.

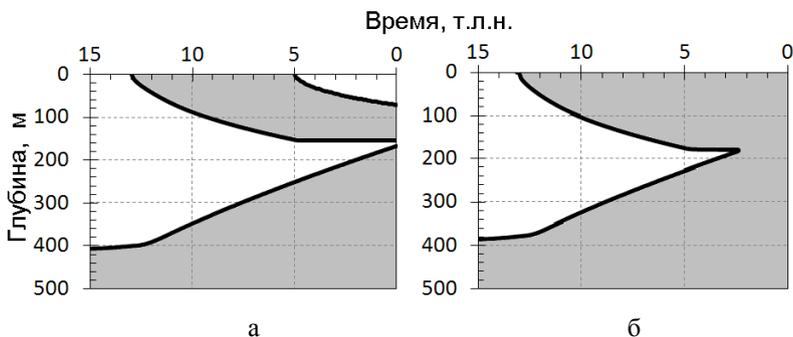


Рисунок 3. Глубина (отсчитываемая ото дна) нижней и верхней границ зоны многолетнемерзлых пород (черная сплошная линия), область многолетнемерзлых пород (серая заливка), талик (белая заливка), полученные в численных экспериментах G100RT1 (а) и G100RT2 (б) для современной глубины шельфа $H_B = 20$ м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrillov A.V. et al. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // Geo-Mar. Lett. 2005. V. 25. P. 167–182.
2. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М. и др. Изменение границ

многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.

3. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. // Лёд и снег. 2016. Т. 56. №1. С. 61–72.

4. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др. Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М. Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 292–319.

5. Malakhova V.V. On the thermal influence of thermokarst lakes on the subsea permafrost evolution // Proc. SPIE 10035: 22nd International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2016. 100355U.

6. Шахова Н.Е., Никольский Д.Ю., Семилетов И.П. О современном состоянии подводной мерзлоты на Восточно-сибирском шельфе: тестирование результатов моделирования данными натурных наблюдений // ДАН . 2009. Т. 429. № 4. С. 541–544.

7. Davies J. H. Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.

By using the model for thermophysical processes in the subsea sediments and the scenario for climate changes at the Arctic shelf, for the last 400 kyr, an analysis of characteristics of permafrost and methane hydrate stability zone is performed.

Specifics of the rift zone and/or thermokarst lakes lead to decrease of the present day permafrost. A simultaneous impact of rift and thermokarst lakes specifics may result even to the perforating permafrost thaw during interglacials.

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

(¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Систематика редкоземельных элементов в современных
донных осадках Баренцева моря**

Maslov A.V.¹, Kozina N.V.², Politova N.V.², Shevchenko V.P.²

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Yekaterinburg; ²Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

**Rare earth elements systematics in modern Barents Sea
sediments**

Ключевые слова: Редкоземельные элементы, Баренцево море, донные осадки

Рассмотрена систематика редкоземельных элементов (РЗЭ) в современных донных осадках Баренцева моря. Выявлен ряд особенностей их распределения, обусловленный, по всей видимости, существующими в Баренцево море течениями.

Баренцево море (БМ) – сравнительно мелководный эпиконтинентальный водоем, имеющий хорошие связи с окружающими морями и Атлантическим океаном. Песчаные алевриты, алевритовые пески и алевритовые пелиты распространены суммарно на 30–32% дна БМ; пелитовые илы занимают более 50% его площади [1]. Источниками терригенного материала для БМ являются размыв дна подводных поднятий, береговая солифлюкция и абразия, ледниковая экзарация, твердый сток рек, лед, выпадения из атмосферы [2, 3]. По представлениям [2, с. 529], «... источники взвешенного материала и районы его депонирования находятся преимущественно в самом ... море. Привходящими являются взвесь Белого и Карского морей и взвесь, поставляемая Нордкапской ветвью Гольфстрима».

Водосбор БМ гетерогенен. Кольский полуостров сложен в основном гранито-гнейсами архея. Вдоль северо-восточной его окраины расположена позднепротерозойская складчатая зона, включающая разнообразные метаосадочные образования. Хребет Пай-Хой, север Урала и юг Новоземельской области сложены палеозойскими осадочными, магматическими и метаморфическими комплексами. В строении архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) принимают участие терригенные отложения среднего-верхнего триаса и юры. Широко распространены здесь юрские в верхнемеловые базальты и долериты [4, 5], а также терригенные породы. Архипелаг Новая Земля является продолжением складчатых структур Урала. На севере его распространены мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты нижнего-среднего протерозоя, отложения верхнего протерозоя и кембрия-силура, прорванные гранитоидами. На юге преобладают

флишoidные отложения позднего рифея-венда, перекрытые породами палеозоя. Восточная зона Шпицбергена включает гренвильский фундамент, а также породы чехла (верхний протерозой и палеозой). В центральной его части известны метаосадочные и метавулканические породы (верхний рифей и венд), а также карбонатные породы нижнего палеозоя. Западная зона Шпицбергена объединяет каледонские терригенные и карбонатные породы, эвапориты карбона-перми и обломочные породы мезозоя.

В Баренцевом море существует сложная система течений [6]. Наиболее мощное из них – Нордкапское течение, входящее со стороны Атлантики и разделяющееся восточнее на несколько ветвей. Воды Арктического бассейна направлены к югу от ЗФИ и вдоль востока Шпицбергена. На северо-востоке в БМ входит течение Макарова, а через Карские Ворота – течение Литке.

В нашем сообщении проанализирована систематика РЗЭ в пробах современных донных осадков (ДО) БМ (пелитовые, алеврито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы, 34 пробы), отобранных дночерпателем в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2016 г.) (рис. 1).

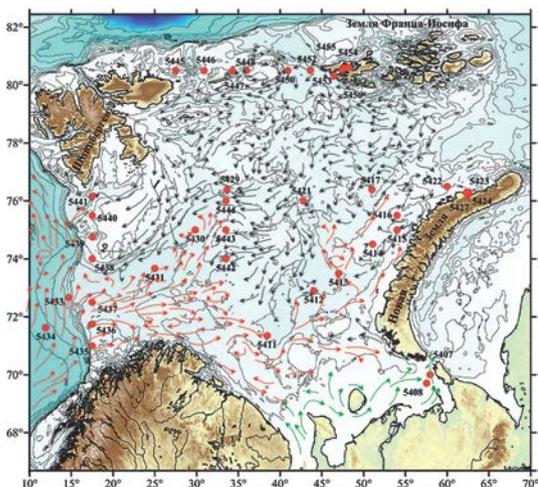


Рисунок 1. Схема расположения станций и течений [6].

Определение содержаний РЗЭ проведено методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН. Содержание C_{org} определено в ИО РАН. При обсуждении данные сгруппированы по ряду полигонов: 1) Печорское море; 2) Канинское мелководье; 3) Центральное-Баренцевоморский (Штокманский); 4) залив Русская Гавань; 5) Медвежинский желоб; 6) разрез Норвегия–Шпицберген; 7) разрез Кольский меридиан; 8) разрез Шпицберген–ЗФИ; 9) пролив Кембридж ЗФИ. До настоящего времени сведений о распределении широкого спектра редких и рассеянных элементов в ДО БМ явно

недостаточно. Об этом очень точно говорит цитата из [3, с. 94]: «Элементы примеси в осадках определялись спектральным полуколичественным анализом. Ввиду малого количества анализов, о характере распространения микроэлементов можно говорить также лишь в общих чертах». Мы в какой-то мере этот пробел стараемся закрыть.

Полигон 1 (ст. 5407, 5408). Сумма РЗЭ в ДО варьирует от ~57 до 66 г/т. Средняя величина $(La/Yb)_N$ (нормировано на хондрит [7]) составляет здесь 10.61, параметр $(Gd/Yb)_N$ равен 1.91, а значение Eu/Eu^* – 0.85. К сожалению, для взвешенного материала р. Печора в известной нам литературе есть сведения только о содержании La, Ce, Sm и Eu, что не позволяет выполнить корректное сравнение данных. *Полигон 2* (ст. 5411). Σ РЗЭ = 98 г/т. Значение $(La/Yb)_N$ составляет здесь 9.54, величина $(Gd/Yb)_N$ – 1.89, Eu аномалия отрицательная (0.74). *Полигон 3* (ст. 5412–5417, 5421). Сумма РЗЭ варьирует от 52 до 117 г/т. Средняя величина $(La/Yb)_N$ равна 10.60 (минимум – 9.30, максимум – 11.63). Eu/Eu^* _{среднее} составляет 0.77. *Полигон 4* (ст. 5427, 5424, 5422). Сумма РЗЭ в пробах ДО составляет 52–119 г/т. Значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* варьируют соответственно от 7.63 до 9.60 и от 0.76 до 0.80. Параметр $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}}$ равен 1.91 ± 0.15 . *Полигон 5* (ст. 5429–5431, 5433, 5434). Сумма РЗЭ варьирует от 78 до ~115 г/т. Средние величины $(La/Yb)_N$ и $(Gd/Yb)_N$ составляют 10.63 и 2.18. Значение Eu/Eu^* _{среднее} равно 0.76. *Полигон 6* (ст. 5440 и 5441). Суммарные содержания лантаноидов составляют в пробе 5440 ~67 г/т, в пробе 5441 – 124 г/т. Значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* равны соответственно 8.47 и 10.99, и 0.72 и 0.67. *Полигон 7* (ст. 5442–5444). Σ РЗЭ варьирует от 52 до 78 г/т. Средняя величина $(La/Yb)_N$ равна 9.35. Во всех трех пробах значения Eu/Eu^* меньше, чем в пробах полигона 6. *Полигон 8* (ст. 5445–5448, 5450, 5452). Σ РЗЭ варьирует от 87 до 127 г/т. Средняя величина $(La/Yb)_N$ составляет 11.26 (минимум – 9.17, максимум – 13.47). Значения Eu аномалии меняются от 0.68 до 0.75, а параметр $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}}$ равен 2.21. *Полигон 9* (ст. 5454–5456). Сумма лантаноидов изменяется от 88 до 94 г/т. Среднее значение $(La/Yb)_N$ в современных ДО пролива Кембридж существенно ниже, чем в осадках других полигонов и составляет 5.71, значения Eu аномалии изменяются от 0.80 до 0.81. Деpletирование ТРЗЭ не наблюдается: $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}} = 1.86$.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* точки ДО всех полигонов обнаруживают довольно компактное расположение примерно на одинаковом расстоянии от пород архейских ТТГ-ассоциаций, мезо-кайнозойских базальтов и протерозойских гранитов (рис. 2а). Величины Eu/Eu^* во всех пробах несколько выше, чем в РААС, и примерно сопоставимы с теми, что присущи мезо-кайнозойским андезитам. Большинство проб современных ДО БМ в той или иной мере деплетированы ТРЗЭ; одна их часть по параметру $(Gd/Yb)_N$ сопоставима с протерозойскими гранитоидами, другая близка к архейским ТТГ-ассоциациям (рис. 2б).

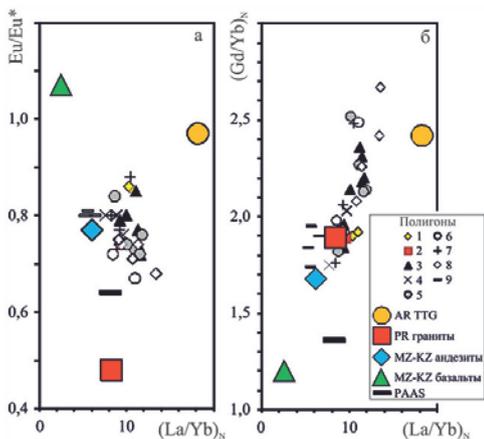


Рисунок 2. Положение точек состава ДО различных полигонов и ряда геохимических эталонов, все по [8], на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а) и $(La/Yb)_N$ – $(Gd/Yb)_N$ (б).

Содержание $C_{орг}$ в исследованных пробах ДО составляет 0.13–2.62% (среднее – $1.44 \pm 0.67\%$). Корреляция между $C_{орг}$ и $\Sigma PЗЭ$ слабая ($r = 0.29$). Это показывает, что PЗЭ в основном связаны с литогенными компонентами.

В соответствии со схемой течений мы сопоставили величину $(La/Yb)_N$ в современных ДО из: 1) части Баренцева моря, находящейся под влиянием атлантических вод (ст. 5431, 5430, 5411, 5412, 5414 и 5416); 2) части БМ, на которую влияют течения с востока и северо-востока (ст. 5445, 5446, 5448, 5417, 5421 и 5413); 3) окрестностей ЗФИ и 4) района зал. Русская Гавань. В результате показано, что по указанному параметру ДО всех районов достаточно хорошо отличаются. Так, ДО из районов 1 и 2 имеют $(La/Yb)_{Нерднее}$ 10.42 и 12.00. ДО залива Кембридж (район 3, ЗФИ), как уже указывалось выше, обладают существенно меньшим $(La/Yb)_{Нерднее}$ (5.71), а ДО из района Русской Гавани (ст. 5427, 5424, 5422 и 5415) имеют промежуточную величину данного параметра (8.87).

На большей части акватории Баренцева моря каких-либо тенденций изменения параметров нормированных на хондрит спектров распределения PЗЭ не отмечается. Иная ситуация характерна для северной части БМ. Здесь в пробах ДО от ЗФИ к Шпицбергену наблюдается падение величин Eu/Eu^* и, напротив, рост $(La/Yb)_N$ (рис. 3). Возможно, тут мы имеем дело с хорошо выраженным смешением продуктов размыва, с одной стороны, основных магматических пород ЗФИ, а с другой – более зрелого материала, поступающего со стороны Шпицбергена.

Приведенные выше данные – это только некий эскиз рассмотрения данного вопроса. Но, несомненно, они позволяют выявить ряд интересных особенностей формирования современных ДО Баренцева моря.

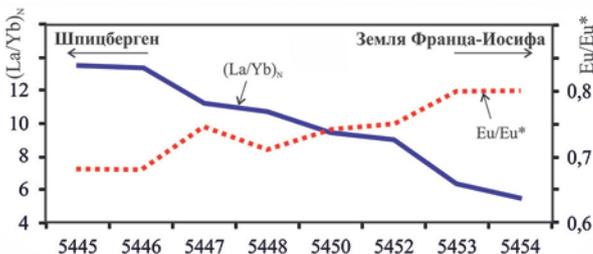


Рисунок 3. Вариации величин $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в пробах современных ДО, отобранных между ЗФИ и Шпицбергенем.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», А.Н. Новигатскому и А.В. Булохову за помощь в экспедиции, Л.В. Деминой за определение $C_{орг}$ и академику А.П. Лисицыну за ценные советы. Исследования проведены при поддержке РФФ: гранты 14-27-00114 (экспедиция) и 14-27-00114-П (интерпретация результатов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.
2. 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. Геоэкология. 1999. № 6. С. 526–540.
3. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44 – мыс Желания. Объясн. зап. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2013, 200 с.
4. Dibner V.D. (Ed.) Geology of Franz Jozef Land. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1998. 190 с.
5. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. I. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 280 с.
7. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.
8. 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.

The systematics of rare earth elements (REE) in modern bottom sediments of the Barents Sea is considered. A number of features of their distribution have been revealed. This is due, apparently existing in the Barents Sea currents.

Маслов А.В.¹, Шевченко В.П.², Штайн Р.³, Герланд С.⁴

(¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; ⁴Norwegian Polar Institute, Fram Centre, Tromsø, Norway)

Некоторые геохимические особенности осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Западной Арктики

Maslov A.V.¹, Shevchenko V.P.², Stein R.³, Gerland S.⁴

(¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB, RAS, Yekaterinburg; ²Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven; ⁴Norwegian Polar Institute, Fram Centre, Tromsø)

Some geochemical characteristics of the Western Arctic ice-rafted sediments

Ключевые слова: осадочный материал, ледовый перенос, Северный Ледовитый океан, геохимия

Обсуждаются геохимические характеристики осадочного материала дрейфующих льдов (ice-rafted sediments, или IRS) различных районов Северного Ледовитого океана. Показано, что состав проб IRS близок к составу взвеси приустьевых частей крупных рек и рек, дренирующих осадочные породы. Основным источником осадочного материала исследованных проб предположительно являлся Сибирский шельф.

Северный Ледовитый океан (СЛО) представляет глубокий бассейн, окруженный континентальными массивами. Почти половина его площади приходится на континентальные шельфы, из которых наиболее мелководным является Сибирский. Примерно 90% поверхности СЛО покрыто осадочным материалом, выносимым рр. Енисеем, Леной, Обью, Колымой, Индигиркой, Хатангой и др. В транспортировке осадочного материала в СЛО основную роль играет дрейфующий лед, перемещающий громадные количества пелита, алевроита и тонкого песка с шельфов в его центральные области [1 и др.]. Движение льда в Американо-Евразийском бассейне контролируется круговоротом Бофорта. В Евразийском бассейне лед перемещается Трансполярным дрейфом от Сибирского шельфа через центральный районы океана к проливу Фрама.

Главными источниками осадочного материала, поступающего на шельфы СЛО являются древние террейны (Гренландский, Канадский, Сибирский и Балтийский), складчатые пояса (Гренландский, Инуитский, Кордильеры Северной Америки, Верхоянско-Чукотский, Карско-Таймырский, Урало-Новоземельский и др.), платформенные (Северо-Американская, Сибирская, Западно-Сибирская и Восточно-Европейская) и вулканические области (сибирские траппы, Берингоморская и Охотско-

Чукотская провинции, Корякско-Камчатская вулканическая дуга и др.).

Слагающие названные области комплексы пород обладают различными геохимическими характеристиками, позволяющими в той или иной мере проследить миграцию продуктов их эрозии от областей мобилизации в центральную часть СЛО. Для определения источников переносимого дрейфующими льдами осадочного материала (IRS – ice-rafted sediments) и расшифровки путей перемещения его в системе «шельф-океан» используются данные минералогических, петрографических, литологических и изотопно-геохимических исследований.

Для изучения геохимических характеристик IRS нами использованы пробы, отобранные в рейсах НИС «Поларштерн» ARK XVII/2 (район между Шпицбергенем и Северным полюсом, далее – район А) в 2001 г. [2], ARK XX/3 (район плато Ермак, район Б) в 2004 г. [3], а также ARK XVI/1 (пролив Фрама, район В) в 2000 г. [4] (рис. 1).

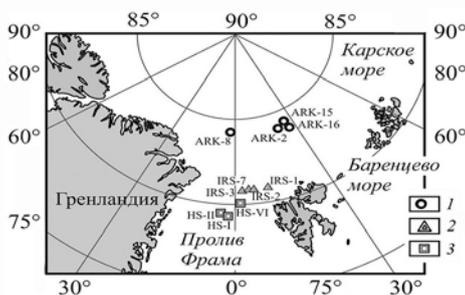


Рисунок 1. Положение районов отбора проб IRS.

- 1 – район между Шпицбергенем и Северным полюсом, район А;
- 2 – район плато Ермак, район Б;
- 3 – пролив Фрама, район В.

Для IRS из района А значения отношения La_N/Yb_N варьируют от 9.4 до 11.3. Осадочный материал в дрейфующих льдах из района Б характеризуется несколько меньшими величинами La_N/Yb_N (7.0–10.1). IRS из проб, отобранных в районе пролива Фрама, также в заметной степени гетерогенен по своим геохимическим характеристикам – значения La_N/Yb_N в пробах HS-I-1, HS-II-3 и HS-IV составляют соответственно 9.9, 11.4 и 13.2.

Мы нанесли точки состава IRS из разных районов Западной Арктики на диаграммы Sc–Th/Sc, La/Sc–Th/Co и La/Sm–Sc/Th, позволяющие получить представление о возможном составе источников осадочного материала (рис. 2). На всех диаграммах наблюдается компактная локализация точек IRS вблизи средних точек тоналит-гранодиорит-гранитных (ТТГ) ассоциаций архея и протерозоя и на примерно равном удалении от средних составов гранитов архея и протерозоя и базальтов позднего архея и раннего протерозоя. Примечательно, что пробы IRS трех районов на указанных графиках тяготеют к среднему составу взвеси рр. Обь и Лена [5–7]. На диаграмме La/Sc–Th/Co точки проб IRS сосредоточены в области значений обоих индикаторных отношений, характерной для продуктов размыва пород

кислого состава.

Исследование особенностей распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и величины ϵNd в тонкозернистых донных осадках устьевых частей более чем 50 рек мира, дренирующих водосборы, сложенные комплексами пород различного состава [8], позволило наметить ряд классов таких образований: 1) осадки крупных рек; 2) осадки устьевых зон рек, дренирующих осадочные образования; 3) то же устьев рек, питающихся продуктами размыва «магматических/метаморфических» террейнов; 4) то же устьев рек, дренирующих современные и древние вулканические провинции. Присущие осадкам указанных классов параметры РЗЭ можно, на наш взгляд, рассматривать как «геохимические образы» взвеси, транспортируемой реками из различных питающих провинций. Так, для донных осадков рек класса 1 (как и во многом класса 2) значения LaN/YbN составляют от ~ 5 до 18–20. Отложения приустьевых частей рек класса 3 характеризуются величинами LaN/YbN 8–10...20, а класса 4 – 1–2...7.

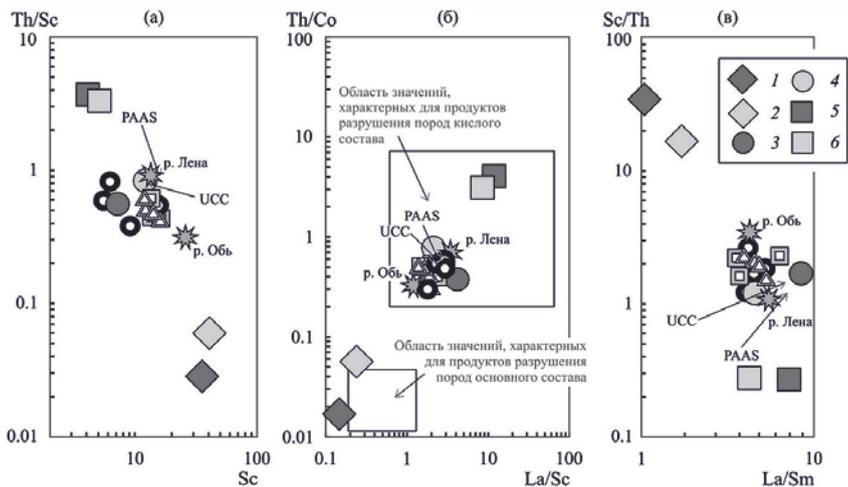


Рисунок 2. Положение точек состава IRS из разных районов Западной Арктики на диаграммах Sc–Th/Sc (а), La/Sc–Th/Co (б) и La/Sm–Sc/Th (в).

1 – базальты позднего архея; 2 – то же раннего протерозоя; 3 – ТТГ-ассоциации архея; 4 – то же протерозоя; 5 – граниты архея; 6 – то же протерозоя, все по [9]. Звездочки – средние значения по [10]. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Следует подчеркнуть, что в публикации [8] сведения о распределении РЗЭ и ϵNd приведены для образцов, подвергшихся удалению нетерригенных носителей лантаноидов (карбонатных минералов, оксигидроксидов Fe-Mn и органических компонентов). Выполненное нами

сопоставление La_N/Yb_N во взвеси ряда крупных рек (Лена, Яна, Маккензи, Обь, Енисей, дельта Сев. Двины, Хатанга и др., разброс величин La_N/Yb_N – от 4.06 до 14.78), а также алевритах ($3.57 < La_N/Yb_N < 16.70$) и пелитах ($6.89 < La_N/Yb_N < 18.70$) крупных рек мира показало, однако, что для названного параметра можно видеть практически полное перекрытие значений. Это, на наш взгляд, свидетельствует о возможности использования данных об изотопно-геохимических характеристиках специально подготовленных проб взвеси разных классов рек для типизации их валовых проб.

Исследованные пробы IRS из ряда районов СЛО по величинам La_N/Yb_N близки к составу взвеси приустьевых частей крупных рек и рек, дренирующих осадочные породы. То есть в целом они сложены достаточно зрелым в геохимическом отношении материалом, геохимические характеристики которого отражают в существенной мере усредненный состав крупных блоков земной коры и их осадочного чехла.

Это следует и из присущих проанализированным пробам IRS величин Th/Sc, Th/Co, La/Sc, La/Sm, Sc/Th и содержанию Sc. Все указанные индикаторные отношения имеют значения, типичные для осадочного материала, содержащего примерно равные количества продуктов разрушения пород кислого и основного состава. Распределение точек IRS разных районов СЛО на диаграммах Sc–Th/Sc, La/Sc–Th/Co и La/Sm–Sc/Th между средними точками тонкой взвеси рр. Обь и Лена также свидетельствует об этом. Известно, что водосбор р. Обь сложен в основном четвертичными осадочными образованиями Западно-Сибирской низменности при подчиненной роли метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области, а основная часть водосборного бассейна р. Лена приходится на Сибирскую платформу, разные регионы которой представлены терригенно-карбонатными и терригенными отложениями, вулканитами триаса, а также архейскими и протерозойскими кристаллическими комплексами. Столь разнородный состав водосбора и его громадная площадь ведут в итоге к сходству транспортируемого Леной на шельф СЛО тонкого терригенного материала со средним составом верхней континентальной коры, что и демонстрирует сходство среднего состава тонкой ленской взвеси на перечисленных диаграммах с PAAS и UCC.

На всех диаграммах расположение проб IRS из разных районов Западной Арктики не имеет какого-либо широкого разброса. С учетом того, что существенной гомогенизации осадочного материала при транспортировке дрейфующими льдами не происходит, это дает основания считать, что во всех трех районах мы имеем дело с материалом, скорее всего, из одного источника – Сибирского шельфа.

Авторы признательны экипажу НИС «Поларштерн» за помощь в экспедициях, Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций, академику А.П. Лисицыну и профессору Й. Тиде (J. Thiede) за ценные советы.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН (проект № 0149-

2016-0001) и при финансовой поддержке проекта УрО РАН 15-15-5-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lisitzin A.P., Shevchenko V.P. Glacial-marine sedimentation // *Encyclopedia of Marine Geosciences* / J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (Eds). Dordrecht: Springer Science+Business Media, 2016. P. 288–294.
2. Thiede J. and the Shipboard Scientific Party. POLARSTERN ARKTIS XVII/2 cruise report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Expedition) // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. 2002. V. 421. 397 p.
3. Stein R. (Ed.) Scientific cruise report of the Arctic expedition ARK-XX/3 of RV “Polarstern” in 2004: Fram Strait, Yermak Plateau and East Greenland continental margin // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. 2005. V. 517. 188 p.
4. Krause G., Schauer U. The expeditions ARKTIS XVI/1 and ARKTIS XVI/2 of the research vessel “Polarstern” in 2000 // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. 2001. V. 389. 108 p.
5. Шевченко В.П., Северина О.В., Майорова Н.Г., Иванов Г.В. Количественное распределение и состав взвеси в эстуариях Оби и Енисея // *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. 1996. № 3. С. 81–86.
6. Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батурин Г.Н. Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // *Докл. РАН*. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.
7. Rachold V. Major, trace, rare earth element geochemistry of suspended particulate material of east Siberian rivers draining to the Arctic Ocean // *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic, Dynamics and History*. Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I.A. et al. (Eds). Springer: New York, 1999. P. 199–222.
8. Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2015. V. 170. P. 17–38.
9. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
10. Schmitt W. Application of the Sm–Nd isotope system to the Late Quaternary paleoceanography of the Yermak Plateau (Arctic ocean) / *Dissertation zur erlangung des doktorgrades*. München: Ludwig-Maximilians-universität, 2007. 139 p.

The geochemical characteristics of ice-rafted sediments (IRS) of various parts of the Arctic Ocean are discussed. It is shown that the composition of the IRS samples is similar to the composition of suspended matter of estuarine parts of large rivers and rivers draining sedimentary rocks. It is assumed that the Siberian shelf is the main source of the sedimentary material of the investigated samples.

Митяев М.В., Герасимова М.В.

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

Абразия горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья, 2012–16 гг.

Mityaev M.V., Gerasimova M.V.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

Abrasion of rocks on the littoral zone of Murmansk coast, 2012–2016

Ключевые слова: абразия, литоральная зона, температура, ветровой режим.

Выполнено исследование абразионного разрушения горных пород на различных горизонтах литоральной зоны в губе Дальнезеленецкая (Мурманский берег).

Абразионный процесс относится к главным факторам разрушения побережий и одним из основных источников поставки осадочного вещества в бассейны седиментации. Методы исследования детально описаны в работах авторов [1–3]. Наблюдения проводились над 21 образцом горных пород. В верхнем и нижнем горизонтах литорали устанавливалась по 6 образцов, в средней литоральной зоне 9 образцов.

В предыдущий период экспериментальных исследований абразионного процесса в литоральной зоне Мурманского побережья в 2006–12 гг. [1–3] было выявлено:

1. Среднеголетняя скорость абразии крупнообломочного материала составляет: угловатого 56 ± 9 мкм·г⁻¹, окатанного 11 ± 6 мкм·г⁻¹.

2. Скорость абразионного разрушения горных пород уменьшается от верхнего литорального горизонта к нижнему.

3. Скорость абразионного разрушения зависит от температур воздуха и ветрового режима.

В период 2012–16 гг. в целом наблюдалось уменьшение скорости абразионного разрушения горных пород на литорали Мурманского побережья (рисунок). Так, в 2012–2014 гг. фиксировалась высокая скорость абразии, превышавшая среднюю скорость абразионного разрушения. Скорость разрушения глыб в 2012–13 гг. составляла 76 ± 13 мкм·г⁻¹, в 2013–14 гг. – 72 ± 18 мкм·г⁻¹; валунов в 2012–13 гг. – 40 ± 10 мкм·г⁻¹, в 2013–14 гг. – 17 ± 3 мкм·г⁻¹. В 2013–14 гг. происходит резкое снижение скорости абразии глыб до 28 ± 5 мкм·г⁻¹, но скорость разрушения валунов не уменьшилась и составляла 23 ± 7 мкм·г⁻¹. В 2015–16 гг. скорость разрушения глыб не изменилась и составляла 26 ± 6 мкм·г⁻¹, а разрушение валунов практически прекратилось – 3 ± 3 мкм·г⁻¹ (изменения зафиксированы только в верхнем горизонте литорали).

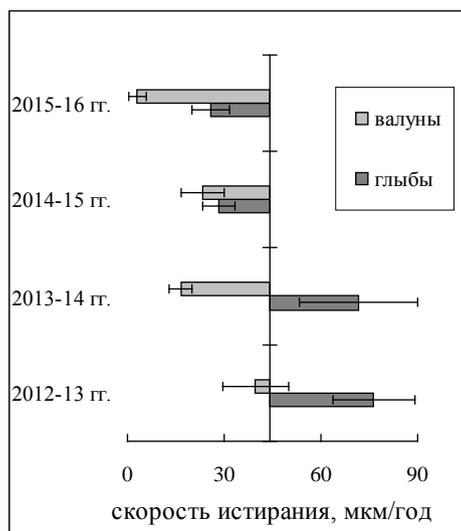


Рисунок. Скорость абразивного разрушения горных пород.

Интересны изменения скорости абразивного разрушения горных пород на разных горизонтах литорали.

На верхнем горизонте литорали средняя скорость разрушения в 2012–16 гг. составила 58 ± 16 мкм·г⁻¹: в 2012–13 гг. – 80 ± 35 мкм·г⁻¹, в 2013–14 гг. – 108 ± 55 мкм·г⁻¹, в 2014–15 гг. – 12 ± 1 мкм·г⁻¹, в 2015–16 гг. – 33 ± 14 мкм·г⁻¹.

На среднем горизонте литорали средняя скорость разрушения в 2012–16 гг. составила 42 ± 6 мкм·г⁻¹: в 2012–13 гг. – 50 ± 11 мкм·г⁻¹, в 2013–14 гг. – 60 ± 18 мкм·г⁻¹, в 2014–15 гг. – 26 ± 2 мкм·г⁻¹, в 2015–16 гг. – 17 ± 4 мкм·г⁻¹.

На нижнем горизонте литорали средняя скорость разрушения в 2012–16 гг. составила 33 ± 11 мкм·г⁻¹: в 2012–13 гг. – 37 ± 11 мкм·г⁻¹, в 2013–14 гг. – 17 ± 3 мкм·г⁻¹, в 2014–15 гг. – 43 ± 7 мкм·г⁻¹, в 2015–16 гг. – 6 ± 4 мкм·г⁻¹.

Несмотря на то, что средние скорости абразивного разрушения в 2012–13 гг. и 2013–14 гг. достоверно не отличаются, следует признать, что 2012–13 гг. это период активизация абразивного процесса. Но на наш взгляд аномальным был 2014–15 гг., во-первых, скорость абразивного разрушения глыб и валунов были одинаковыми (рисунок), что не фиксировалось никогда до этого, во-вторых, скорость абразии увеличивалась от верхнего литорального горизонта к нижнему горизонту, что также никогда не фиксировалось до этого.

Рассмотрим изменение погодных условий за 2012–16 гг. (табл. 1–4). Во-первых, в 2012–15 гг. постоянно наблюдалось снижение среднегодовых температур воздуха. Во-вторых, в 2012–14 гг. диапазон годовых температур был больше 45°C . В-третьих, в 2012–15 гг. происходило снижение

среднесуточного градиента температур. Период 2015–16 гг. значительно отличается от предыдущих среднегодовой температурой воздуха и годовым диапазоном температур (более 50°C).

Интересно отношение модуля (абсолютных значений) минимальных к максимальным температурам воздуха (T_w , табл. 1). За 2012–15 гг. оно увеличилось с 0.64 до 0.89. Вероятно, этот показатель можно использовать для экспертной оценки интенсивности абразионного процесса, при граничном значении параметра 0.80.

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе.

Период	Температуры воздуха, t°C				
	Средняя за период	Среднесуточный градиент	Max	Min	$T_w = \frac{\text{Min}}{\text{Max}}$
2012–13 гг.	1.9	4.1	28.7	-18.2	0.64
2013–14 гг.	1.8	3.7	26.2	-20.8	0.79
2014–15 гг.	1.6	3.2	22.2	-19.7	0.89
2015–16 гг.	2.9	3.5	27.8	-22.4	0.81

По изменению ветрового режима (табл. 2–4) в районе исследований, обращает на себя внимание аномальный период 2014–15 гг. Во-первых, высокая средняя скорость ветра (максимальная за последние 8 лет). Во-вторых, максимальной долей ветров средней силы (7–12 м/с) и ураганных ветров (>16 м/с). Интересно, что в этот период фиксировалось наибольшее количество штормов, но и штилей было немало, что отражает относительно невысокий штормовой коэффициент (W_q , табл. 3). Из таблицы 2 видно, что отдельно взятые средние скорости ветра или доля ветров одной силы не могут использоваться для экспертных оценок абразионного процесса. Особенно наглядно это видно при сравнении 2012–13 гг. и 2015–16 гг. (табл. 2). Все показатели ветрового режима этих периодов сопоставимы, а скорости абразионного разрушения горных пород различаются в 3–10 раз. Единственным надежным показателем абразионного процесса является штормовой коэффициент (табл. 3).

По изменению преобладающих в районе исследования ветров в 2012–16 гг. можно отметить следующее (табл. 4):

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	47.9	30.7	4.5	1.4
2013–14 гг.	6.9	19.9	42.6	26.1	10.1	1.4
2014–15 гг.	7.3	12.1	31.7	41.9	11.2	3.1
2015–16 гг.	6.3	18.4	48.7	28.6	3.5	0.8

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей в районе.

Период	Количество		
	штормов	штилей	Wq
2012–13 гг.	49	23	2.13
2013–14 гг.	49	24	2.05
2014–15 гг.	51	26	1.96
2015–16 гг.	43	30	1.43

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров.

Период	Направление ветра								
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	Е*
2012–13 гг.	9.6	7.6	7.8	6.6	10.3	42.1	6.2	7.9	4.70
2013–14 гг.	13.9	7.0	11.3	3.1	7.7	35.7	12.5	8.3	4.63
2014–15 гг.	12.9	3.5	10.9	2.2	6.2	42.5	12.3	9.5	4.06
2015–16 гг.	9.6	3.0	5.9	3.5	12.6	41.6	10.0	13.4	3.50

* удельный поток энергии волн нагонных ветров (С, С-В, Ю, Ю-В), кДж/с.

Во-первых, резкое преобладание сгонных юго-западных ветров, доля которых менее 40% фиксировалась только в 2013–14 гг. Во-вторых, снижение доли нагонных ветров (суммы северных, северо-восточных, южных и юго-восточных ветров) и увеличение доли вдольбереговых (нейтральных западных и северо-западных) ветров. В целом интенсивность абразионных процессов можно связать с нагонными северо-восточными и нейтральными северо-западными ветрами, что в целом подтверждает ранее сделанные выводы. Интенсивность абразии также зависит от удельного потока энергии волн нагонных ветров (табл. 4) (для одного полигона это северные и северо-восточные ветра, для второго южные и юго-восточные).

Подводя итог четырехлетним наблюдениям, отметим следующее. Средняя скорость абразии крупнообломочного материала в 2012–16 гг. составляла: угловатого 55 ± 11 мкм·г⁻¹, окатанного 21 ± 4 мкм·г⁻¹, следовательно, средняя скорость разрушения глыб не изменилась по сравнению с предыдущими годами исследований, а валунов увеличилась в два раза.

Для экспертных оценок абразионного разрушения берегов Мурманского побережья можно использовать два коэффициента. Первый коэффициент – штормовой (Wq), был выявлен в предыдущие периоды исследований и, несомненно, связан со скоростью абразионного разрушения горных пород на литорали Мурманского побережья. Второй коэффициент – температурный (Tw), также связан со скоростью абразионного разрушения горных пород, но требуются дополнительные исследования его влияния. Также выявлено, что средняя скорость ветра и доля ветров средней силы (7–

12 м/с) не всегда отражают интенсивность абразионного процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митяев М.В., Герасимова М.В. Скорость абразии грубообломочного материала на литорали Мурманского побережья // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 120–123.
2. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
3. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

Research of the abrasions destructions rocks on the various horizons littoral zones in a bay Dalnezelenetsky (Murmansk coast) is executed.

Митяев М.В., Герасимова М.В.

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

Абразия горных пород в литоральной зоне Карельского побережья, 2006–16 гг.

Mityaev M.V., Gerasimova M.V.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

Abrasion of rocks on the littoral zone of Karelian coast, 2012–2016

Ключевые слова: скорость абразии, литоральная зона, горные породы.

Проведено десятилетнее наблюдение за абразионным разрушением горных пород в литоральной зоне губы Чула (Карельский берег).

Методы экспериментальных исследований абразионного процесса детально описаны в работах авторов [1–3]. В период экспериментальных исследований абразионного процесса в литоральной зоне Карельского побережья в 2006–16 гг. среднегодовая скорость разрушения изменялась от 22 ± 6 до 83 ± 21 мкм·г⁻¹ (рис. 1).

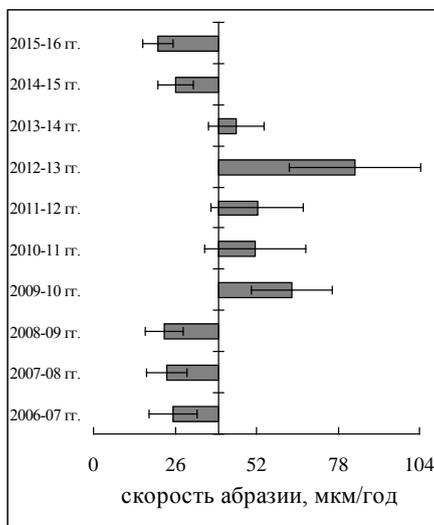


Рисунок 1. Скорость абразионного разрушения горных пород. Линиями показаны доверительные интервалы.

Активизация абразионного процесса зафиксирована в 2009–10 гг. (рис.

1). Если до этого среднегодовая скорость абразионного разрушения составляла $22\text{--}25\pm 6$ мкм·г⁻¹, то в 2009–10 гг. она возросла до 63 ± 13 мкм·г⁻¹, скорость разрушения глыб – 66 ± 15 мкм·г⁻¹, валунов – 39 ± 3 мкм·г⁻¹.

Период 2009–14 гг. характеризовался высокой скоростью абразии не только глыб, но и валунов горных пород, выше среднемноголетней скорости (рис. 1). В 2012–13 гг. фиксировалась максимальная скорость абразии (в среднем 83 ± 21 , глыб – 89 ± 24 ; валунов – 31 ± 3 мкм·г⁻¹). В 2013–14 гг. происходит резкое снижение среднегодовой скорости абразии глыб до 49 ± 10 мкм·г⁻¹, но скорость разрушения валунов достоверно не изменилась и составляла 26 ± 4 мкм·г⁻¹. Низкой среднегодовой скоростью абразии характеризуются последние два года 2014–16 гг. среднегодовая скорость абразии глыб составляла $23\text{--}29\pm 6$ мкм·г⁻¹, валунов – $5\text{--}6\pm 2$ мкм·г⁻¹.

За период исследований выявлено, что скорость абразионного разрушения горных пород изменяется при изменении состава (типа) горных пород. Так средняя скорость разрушения глыб жильного кварца составляет 17 ± 3 мкм·г⁻¹, изменялась от 0 до 33 мкм·г⁻¹. Средняя скорость разрушения глыб пегматитов (кварц-плагиоклазовых и кварц-микроклиновых) составляет 23 ± 4 мкм·г⁻¹, изменялась от 7 до 46 мкм·г⁻¹. Средняя скорость разрушения глыб гранитоидов (олигоклазовых, микроклиновых и порфировых гранитов, кварцевых гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов) составляет 31 ± 3 мкм·г⁻¹, изменялась от 19 до 51 мкм·г⁻¹. Средняя скорость разрушения глыб двуслюдяных амфиболитов составляет 86 ± 19 мкм·г⁻¹, изменялась от 32 до 169 мкм·г⁻¹. Средняя скорость разрушения глыб двуслюдяных сланцев составляет 88 ± 11 мкм·г⁻¹, изменялась от 36 до 194 мкм·г⁻¹.

Таким образом, для Карельского берега, с большой долей вероятности можно предположить, что с увеличением в горной породе содержания слюдистых минералов и уменьшения содержания кварца скорость абразии горных пород увеличивается.

Различия в скорости абразионного разрушения между гранитоидами разного минерального состава достоверно не фиксируются (рис. 2). Поэтому они использовались, для изучения различий абразионного разрушения в зависимости от формы образца.

Были взяты образцы кубической, плитчатой, тетроидалной и эллипсоидальной формы (рис. 3). Скорость абразии образцов тетроидалной (16 ± 3 мкм·г⁻¹) и эллипсоидальной (14 ± 4 мкм·г⁻¹) формы одинаковые, и в 2.5 раза ниже скорости разрушения образцов кубической (38 ± 5 мкм·г⁻¹) формы. Образцы плитчатой (22 ± 2 мкм·г⁻¹) формы разрушаются почти в два раза медленней, чем кубической формы. Таким образом, волновое воздействие оказывает большее влияние на разрушение крупнообломочного материала высоко выступающего над дном, а это дает основание предположить, что чем крупнее глыбы, тем быстрее они разрушаются (окапываются) в литоральной зоне. При этом, вероятно, скорость разрушение

крупнообломочного материала гексаэдральной формы, будет увеличиваться при уменьшении отношения граней (от 5:1 и более (плоские формы) к 1:1 (кубические формы)).

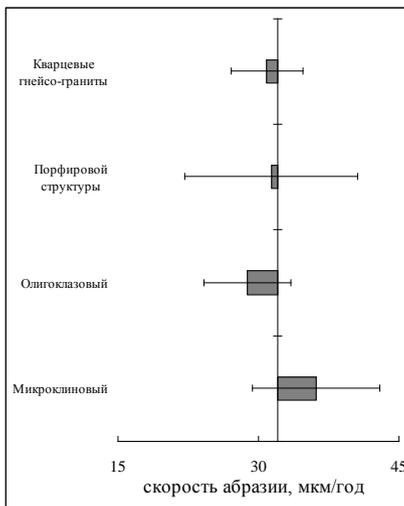


Рисунок 2. Скорость абразионного разрушения гранитов и гнейсо-гранитов.
Линиями показаны доверительные интервалы

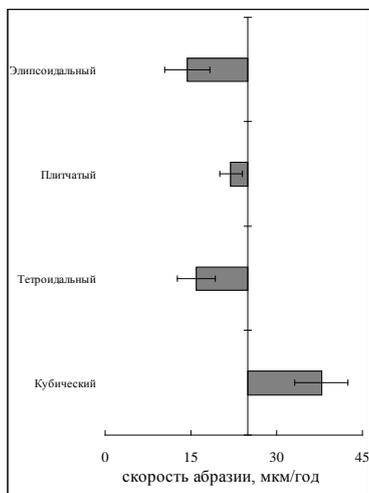


Рисунок 3. Скорость абразионного разрушения гранитоидов в зависимости от формы образцов.

Линиями показаны доверительные интервалы.

Подводя итог десятилетним наблюдениям, отметим следующее.

На Карельском побережье среднемноголетняя скорость абразии крупнообломочного материала составляет: угловатого 43 ± 4 мкм·г⁻¹, окатанного 14 ± 4 мкм·г⁻¹. Скорость абразии на Карельском и Мурманском побережьях угловатых образцов горных пород близкого состава (гранитоидов) различаются почти в два раза [1–3]. Вероятней всего, это связано с тем, что губы Карельского побережья 5–6 месяцев в году скованы льдом, а, следовательно, волновое воздействие отсутствует. При этом, скорость разрушения валунов горных пород близкого состава на Карельском и Мурманском побережьях идентичны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митяев М.В., Герасимова М.В. Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. 102 с.
2. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
3. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

Ten years' supervision of abrasions destruction the rocks in to the littoral zone of bay Chupa (Karelian coast) is spent.

Найдина О.Д.¹, Баух Х.А.²

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

Условия в Арктике по данным изучения микрофоссилий из послеледниковых осадков моря Лаптевых

Naidina O.D.¹, Bauch H.A.²

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

Conditions in the Arctic according to studying of microfossils from postglacial deposits of the Laptev Sea

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

В статье представлены некоторые результаты российско-германских исследований в море Лаптевых и на прилегающих территориях. Сравнение первых результатов показало, что потепление климата и изменения условий окружающей среды происходило при проникновении в море Лаптевых атлантических вод.

Основой предполагаемых изменений климата и природной среды в Арктике могут выступать тренды естественных изменений природных обстановок в прошлом, полученные в результате комплексных палеогеографических исследований на шельфе моря Лаптевых. Для этих целей используются палеореконструкции природных обстановок послеледниковья. Эволюция палеосреды региона пока полностью не восстановлена [1, 2], и поэтому послеледниковая динамика природной среды Арктики всё ещё находится в стадии изучения [3].

Сопоставление результатов комплексного микропалеонтологического (пыльца, фораминиферы, остракоды) исследования [4] и радиоуглеродного датирования методом ускорительной масс-спектрометрии по изотопам ¹⁴C и биогенному кальциу [5] осадков колонок из восточной части внутреннего шельфа моря Лаптевых показывает, что кардинальные изменения условий на море и на суше происходили в диапазоне 1.5–1.7 тыс. лет. Этому промежутку времени соответствует пик разнообразия в составе микрофоссилий: появление термофильной пыльцы и планктонных фораминифер, а также возрастание общего количества бентосных фораминифер и остракод. В осадках, накапливавшихся в это время, обнаружена термофильная древесная пыльца. Предполагается, что эта термофильная пыльца проникла в море Лаптевых вместе с атлантическими водами. По микрофауне как раз в это время регистрируются пик разнообразия бентосных фораминифер, остракод и даже появление планктонных фораминифер. Около 200 лет, судя по таксономическому составу микрофауны, длилось интенсивное вторжение теплых атлантических вод.

В этом 200-летнем промежутке времени в регионе моря Лаптевых возрастали температура воздуха и количество атмосферных осадков. Рост температурного фона и увлажнение климата способствовали распространению на побережье растительности южных тундр с ольховником. Палинологические данные из осадков моря Лаптевых свидетельствуют, что начиная с 1.8 тыс. лет и почти до 0.3 тыс. лет назад июльские температуры воздуха были ниже, чем в климатический оптимум голоцена [6, 7], но выше современных.

Состав микрофауны свидетельствует о развитии в это время на шельфе эстуарного опресненного бассейна с сильным влиянием речного стока и эпизодическим проникновением вод из Атлантики. Установлено, что условия в регионе за последние 2.3 тыс. лет претерпевали лишь кратковременные изменения в связи с проникновением на шельф теплых атлантических течений, заметно влиявших на климат и эволюцию природной обстановки в Арктике.

Исследования выполнены в рамках российско-германского сотрудничества и госзадания № 0135-2015-0034 по теме НИР “Мезозойские и кайнозойские биособытия в Арко-Бореальной области и их корреляция на основе исследования этапности развития микроорганизмов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 20–32.
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. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на североевразийском 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.
4. Bauch H.A., Kubisch-Popp M., Cronin T.M. et al. A study of the calcareous microfauna from Laptev Sea sediments // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 235–253.
5. Bauch H.A., Heinemeier J., Grootes P.M. Radiocarbon (AMS¹⁴C) ages of sediments from the Laptev Sea // Terra Nostra, 1996. 3-d Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Hf. 96/9. P. 90.
6. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
7. 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.

Some results of the Russian-German marine and polar researches conducted in the Laptev Sea and on the adjacent land are presented. Comparison of the first results shows that warming of climate and environmental changes on the coast coincide with advection of the Atlantic waters in the Laptev Sea.

**Овсепян Я.С.^{1,2,3}, Талденкова Е.Е.^{3,4}, Чистякова Н.О.^{3,4},
Степанова А.Ю.⁵, Шпильхаген Р.⁶**

(¹Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: yaovsepyan@yandex.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ³Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ⁴Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ⁵Техасский университет А&М, Колледж-Стейшн, Техас, США; ⁶ГЕОМАР, Киль, Германия)

Позднечетвертичные реконструкции палеоклимата в проливе Фрама в контексте проникновения атлантических вод в Арктику

**Ovsepyan Ya.S.^{1,2,3}, Taldenkova E.E.^{3,4}, Chistyakova N.O.^{3,4},
Stepanova A.Yu.⁵, Spielhagen R.F.⁶**

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg; ⁴Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow; ⁵Texas A&M University, College Station, USA; ⁶GEOMAR, Kiel, Germany)

Late Quaternary paleoclimate reconstructions in the Fram Strate region in relation to Atlantic water inflow to the Arctic

Ключевые слова: палеорекострукции, Северная Атлантика, пролив Фрама, фораминиферы, остракоды.

Для того, чтобы реконструировать изменения климата и взаимодействие арктических и атлантических водных масс с эпохи поздней дегляциации по ныне, был проведен микропалеонтологический анализ и подсчитано содержание ледового разноса для колонки из восточной части пролива Фрама. Новые данные позволяют сделать предварительные выводы об изменениях окружающей среды за последние 18.5 тыс. лет.

Изучение Арктического региона является на сегодняшний день одним из приоритетных направлений исследований РАН. Современные природные процессы в Арктике оказывают влияние на всю климатическую систему нашей планеты в целом. Реконструкция палеоусловий среды в одном из ключевых районов Северной Атлантики, проливе Фрама, помогает разобраться в механизме поступления атлантических вод в Арктику и их влиянии на климат.

Пролив Фрама является единственным глубоководным путем, по которому происходит водообмен с Северным Ледовитым океаном. Из этого района, с западной континентальной окраины о. Шпицберген, в рейсе НИС «Maria S. Merian» (2007 г.) была отобрана колонка MSM5/5-723-2 (79°09.66' с.ш., 5°20.27' в.д.). Место отбора колонки (глубина 1349 м) расположено непосредственно под Западно-Шпицбергенским течением теплых атлантических вод, в районе окончания бывшего ледникового щита, также

здесь проходит современная зимняя граница морских льдов. Длина колонки составляет 953 см, по ней получено 12 радиоуглеродных датировок, на основе которых построена возрастная модель.

Колонка изучается комплексно российскими и германскими исследователями. Для верхних 400 см колонки по биомаркерам (IP25, PIP 25) восстановлены ледовые условия голоцена и получены данные по содержанию органического углерода [1]. Также, по распределению планктонных фораминифер и изотопному составу их раковин, восстановлены значения палеотемператур для поверхностных и подповерхностных водных масс [2].

Нами исследованы микрофауна бентосных фораминифер и остракод, а также материал ледового разноса в образцах из верхних 677 см колонки, соответствующих периоду дегляциации и голоцену (последние 18.5 тыс. лет).

Комплекс микрофауны из основания колонки (18–18.5 тыс. лет назад) отражает условия последнего ледникового максимума. Высокие численность и биоразнообразие фораминифер и остракод связаны с продуктивностью в сезонно свободных ото льда водах. В это время отсутствовала стратификация, и прохладные атлантические воды занимали всю водную толщу до глубин 1500 м [3]. Для этого интервала характерны виды *Oridorsalis umbonatus*, *Pullenia bulloides*, *Bulimina aculeata* среди фораминифер, и *Krithe* sp. среди остракод; все они отсутствуют в дегляциальной части разреза. Наличие айсбергов подтверждается большим количеством материала ледового разноса.

В интервале 12.3–18 тыс. лет назад, во время дегляциации при низком биоразнообразии в комплексе фораминифер преобладает *Cassidulina neoteretis* (до 90%). Данный вид в Арктике связан с теплыми водами атлантического течения [4]. В это время из-за развития ледового покрова и стратификации водной толщи, вызванной притоком талых вод, происходило погружение атлантических вод на 100–150 м [3]. Остракоды в осадках колонки встречаются реже, чем бентосные фораминиферы, однако отражают ту же тенденцию. Для дегляциального комплекса характерны виды рода *Polycopse*, а также *Cytheropteron parahamatum*. В Северном Ледовитом океане *Polycopse* характерны для промежуточных глубин в условиях малоподвижных, плохо вентилируемых вод во время ледниковых и стадийных периодов, когда трансформированные атлантические воды погружались ниже в подповерхностном слое [5].

Сокращающийся ледниковый щит находился вблизи места расположения колонки, поэтому для дегляциального интервала характерно большое количество материала ледового разноса. Два пика его максимального поступления на дно, 13.5–15 и 12–12.8 тыс. лет назад, маркируют бёллинг-аллерёд и поздний дриас.

В переходном интервале 11.5–12.3 тыс. лет назад в комплексе

фораминифер увеличивается биоразнообразие, *C. neoteretis* сменяется на другой доминантный вид – *C. reniforme*. Появление глубоководных видов *Cibicoides wuellerstorfi* и *O. umbonatus* говорит о начале глубинной конвекции и уменьшении влияния талых вод. В этом интервале наблюдается последний пик материала ледового разноса 11.5–11.7 тыс. лет назад, примерно совпадающий с «пребореальной осцилляцией» в самом начале голоцена.

В первой половине голоцена 5.7–11.5 тыс. лет назад наблюдаются изменения в комплексе микрофауны, свидетельствующие об изменении структуры водной толщи. Вместе с арктическим видом *C. reniforme* доминируют эпифаунный вид *C. wuellerstorfi* и неглубоко зарывающийся *O. umbonatus* (в среднем по 20%). В это время приток талых вод значительно сокращается, из-за чего воды атлантического течения вновь оказываются на поверхности, где, в результате теплоотдачи, часть из них идет на образование холодных, хорошо аэрированных арктических промежуточных вод. Таким образом, глубинная термохалинная конвекция (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC) становится намного интенсивнее. Присутствие *Nonion labradoricum* и фитодетритного вида *Epistominella exigua* показывают увеличение биопродуктивности в раннем голоcene.

В голоценовых отложениях разнообразие остракод выше, чем в дегляциальной части: преобладают створки *Krithe* sp. и различных видов рода *Cytheropteron*. Данный комплекс отражает условия хорошо вентилируемых глубинных вод за счет активной AMOC.

Состав комплекса микрофауны второй половины голоцена 0–5.7 тыс. лет назад свидетельствует о похолодании, увеличении объемов морского льда и стратификации водной толщи. Неблагоприятные холодные условия для бентосных фораминифер отражены в высоком содержании оппортунистического вида *Elphidium clavatum*, наряду с этим доля эпифаунных видов *C. wuellerstorfi* и *O. umbonatus* снижается до 10%. Это говорит о сокращении интенсивности глубинной конвекции в конце голоцена. Возможно, это связано с усилением другой, более южной, ячейки конвекции в Лабрадорском море после прекращения притока талых вод Лаврентийского ледникового щита [6].

Работы выполнены в рамках бюджетных тем ГИН РАН № 116032510034 (тема ФАНО № 0135-2014-0034) и географического ф-та МГУ № АААА-А16-116032810080-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Müller J., Werner K., Stein R., et al. Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait // Quaternary Science Review. 2012. V. 47. P. 1–14.
2. Werner K., Müller J., Husum K. et al. Holocene sea subsurface and surface

water masses in the Fram Strait – comparisons of temperature and sea-ice reconstructions // PAST Gateways Special Issue, Quaternary Science Review. 2016. V. 147. P.194–209.

3. Rasmussen T.L., Thomsen E., Slubowska M.A. et al. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 14C yr BP // Quaternary Research. 2007. V. 67. P. 100–114.

4. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotope // Quaternary Science Review. 2001. V. 20. P. 1851–1879.

5. Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracods faunal assemblages // Marine Micropaleontology. 2012. V. 88–89. P. 65–76.

6. Thornalley D.J.R., Elderfield H., MacCave N. Intermediate and deep water paleoceanography of the northern North Atlantic over the past 21,000 years // Paleoceanography. 2010. V. 25. PA1211.

In order to reconstruct climate variability and interaction between Arctic and Atlantic water masses since the last postglacial times microfossil and IRD records were investigated in core MSM5/5-723-2 from the eastern Fram Strait. The core site is located directly beneath the pathway of the West Spitsbergen current that carries Atlantic water and in close vicinity to the former ice sheets and modern winter sea-ice margin. New data on lithology, benthic foraminifers and ostracods allowed us to draw preliminary conclusions on paleoenvironmental evolution for the last 18.5 cal.kyrs.

Реджепова З.Ю., Немировская И.А.

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

Изменчивость углеводородов в барьерных зонах арктических рек

Redzhepova Z. Yu, Nemirovskaya I. A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Variability of hydrocarbons in barrier zones of the Arctic rivers

Ключевые слова: углеводороды, липиды, органическое вещество, Арктика, Северная Двина, Обь, Енисей, Лена, взвесь, донные осадки, геохимический барьер.

Приведены данные по изучению алифатических и полициклических ароматических углеводородов (в сопоставлении с содержанием липидов, $C_{орг}$, хлорофилла «а») в воде и донных осадках на геохимическом барьере рек (Северная Двина, Обь, Енисей и Лена) – море. Установлено резкое снижение концентраций всех изучаемых соединений в зоне смешения речных вод с морскими. В пелагические морские районы поступают сравнительно чистые воды.

Российская Арктика становится основным ресурсным регионом нашей страны. Перспективы ухудшения состояния морских экосистем, связанные с индустриализацией побережья и предполагаемой масштабной добычей нефти предопределяет актуальность и необходимость разностороннего исследования нефтяных загрязняющих веществ, в частности углеводородов – УВ в Арктических районах [1].

К числу наиболее важных зон для изучения поведения органических соединений (ОС), в том числе УВ, относятся геохимические барьерные зоны в морях и океанах. Здесь резко возрастают пространственные градиенты основных термодинамических характеристик по сравнению с фоном, и изменяется поведение всех присутствующих в водной толще соединений [2]. С целью определения соотношения природных и антропогенных УВ в зоне река – море было проведено исследование алифатических УВ (АУВ) и полициклических ароматических УВ (ПАУ) во взвеси поверхностных вод и в донных осадках, полученных в летне-осенний период. По модели А.П. Лисицына [2] эта зона делится на три части: 1) область гравитационного осаждения (выпадение основной части песчаных и крупноалевритовых фракций); 2) область коллоидно-дисперсная, где происходит сорбция и десорбция различных соединений; 3) внешняя – биологическая область, где с просветлением воды возрастает продуктивность морских вод.

АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, состав алканов – методом капиллярной газожидкостной хроматографии, состав ПАУ – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии, $C_{орг}$ – методом

сухого сожжения, хлорофилл *a* (хл *a*) – методом флуориметрии. Подробности методических процедур описаны [3].

В поверхностных водах на разрезе р. Северная Двина – Белое море наибольший диапазон изменения концентраций АУВ был установлен в августе 2015 г.: 161.6–29.4 мкг/л (таблица), с максимумом в речных водах при минимальной солености. С увеличением солености происходило не совсем равномерное уменьшение концентраций АУВ, синхронное с содержанием липидов и взвеси. В устье реки доля АУВ в составе липидов достигала 89%, а в открытых водах Белого моря – всего 14%, что может косвенно свидетельствовать о загрязнении вод реки нефтепродуктами.

Таблица. Содержание липидов и углеводов (мкг/л) в поверхностных водах.

Период отбора проб	<i>n</i> *	Липиды			АУВ		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
р. Северная Двина–Белое море							
2015 г., август	10	45	220	122	29	162	92
2016 г., июль	6	25.7	65.9	43.5	6.7	22.6	15.6
2016 г., октябрь	14	21.7	236.5	83.3	7.3	87.2	46.8
р. Обь–Карское море							
2007 г., сентябрь	11	24.8	427.1	182.3	9.7	310.2	101.0
2016 г., июль	21	14.4	332.9	163.7	3.4	102.1	39.9
р. Енисей–Карское море							
2011 г., сентябрь	14	21.7	236.5	83.3	7.3	49.1	20.1
2016 г. август	22	19.0	252.8	67.5	1.9	53.2	17.1
р. Лена–море Лаптевых							
2015 г., сентябрь	14	17.6	71.2	40.2	4.4	42.7	13.9

* - количество проб

Концентрации ПАУ во взвеси в июле 2016 г. уменьшались от 46.9 до 3.65 нг/л. При этом изменялся состав ПАУ – увеличивалось количество природных соединений (фенантрена), который транзитом проходит область смешения, и уменьшалось количество пирогенных полиаренов (пирена).

На разрезе р. Обь – Карское море в 2016 г. во взвеси поверхностных вод диапазон концентраций АУВ (102–3 мкг/л) значительно уменьшился по сравнению с данными 2007 г. (310–10 мкг/л, таблица), так как пробы отбирали во время прилива. Однако изменчивость их концентраций также соответствовала зонам маргинального фильтра. В донных осадках на этом разрезе содержание АУВ было близким в разные годы исследования.

В составе алканов в эстуарной зоне во взвеси поверхностных вод доминировали легкие гомологи фитопланктона: $n-C_{13}$, $-C_{17}$, а в донных осадках – серия нечетных гомологов $n-C_{27}$, $-C_{31}$. В физико-химической

области вклад автохтонных алканов меньше, но в низкомолекулярной области выделялся пик $n\text{-C}_{17}$, характерный для алканов фитопланктона. В шельфовой зоне увеличивался вклад микробиальных процессов, так как доминировал гомолог $n\text{-C}_{21}$. При переходе из поверхностных вод в осадки вклад автохтонных гомологов уменьшался, и преобладала серия нечетных гомологов $n\text{-C}_{23}\text{--C}_{31}$. Особенно это характерно для песчаных осадков Обской губы.

Максимум АУВ (42.6 мкг/г) приурочен к станции, находящейся в зоне лавинной седиментации, где верхний слой осадка представлен желтовато-коричневым алевритопелитовым илом. Однако и здесь их содержание не превышает фоновое значение АУВ для тонкодисперсных осадков (50 мкг/г) [3]. На природное происхождение изучаемых соединений в данном районе могут указывать связи в распределении их концентраций: $r(\text{АУВ-вл.})=0.69$, $r(\text{C}_{\text{орг}}\text{-УВ})=0.66$ $r(\text{C}_{\text{орг}}\text{-вл.})=0.90$

На разрезе р. Енисей–Карское море в поверхностных водах не наблюдалось плавного изменения содержания АУВ с увеличением солености. Данные 2016 г. по содержанию АУВ не коррелировали с содержанием взвеси и хл а: $r(\text{АУВ-взв})=0.21$, $r(\text{АУВ-хл})= 0.40$. При этом распределение хл а также слабо зависело от общего содержания взвеси $r(\text{АУВ-взв})=0.44$, из-за терригенного характера последней. Только в биологической зоне маргинального фильтра с ростом хл а происходило также синхронное увеличение концентраций АУВ.

На разрезе р. Лена – море Лаптевых «потери» в концентрациях АУВ достигали 90%. Их содержание в прибрежных водах (43 мкг/л, рисунок) оказались значительно ниже полученных ранее в воде губы Буор-Хоя в районе п. Тикси (до 80 мг/л) [1], что может быть связано с уменьшением деятельности в п. Тикси. В песчано-алевритовых осадках содержание АУВ и $\text{C}_{\text{орг}}$ изменялось в интервале 3.2–12.6 мкг/г и 0.3–0.8%, а в пелитовых 4.0–39.9 мкг/г и 1.0–3.1% соответственно. Обусловлено это увеличением сорбции ОВ при переходе к тонкодисперсным фракциям с высоким содержанием глинистых минералов [3]. Максимальное содержание АУВ (рис. б) наблюдалось в зоне лавинной седиментации

Таким образом, общим для всех изученных устьевых областей при смешивании речных вод с морскими – резкое уменьшение концентраций ОС в поверхностных водах (как в растворенной, так и взвешенной формах) в узкой прибрежной полосе. «Потери» в концентрациях АУВ на геохимическом барьере река–море могут достигать 98%, с максимумом для района Обская губа–Карское море. В речных водах во многих случаях содержание АУВ превышало ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л. В морских водах их концентрации снижались до фоновых значений 10–20 мкг/л. Геохимический барьер река–море выступает в качестве фильтра, который предотвращает попадание в открытые морские воды терригенных частиц взвеси и связанных с ними загрязнений. Основные характеристики взвеси

определяются сочетанием процессов поступления терригенного минерального вещества и биогенного – остатков организмов и их жизнедеятельности. Такое поведение ОС и взвеси характерно и для рек в других климатических зонах[3].

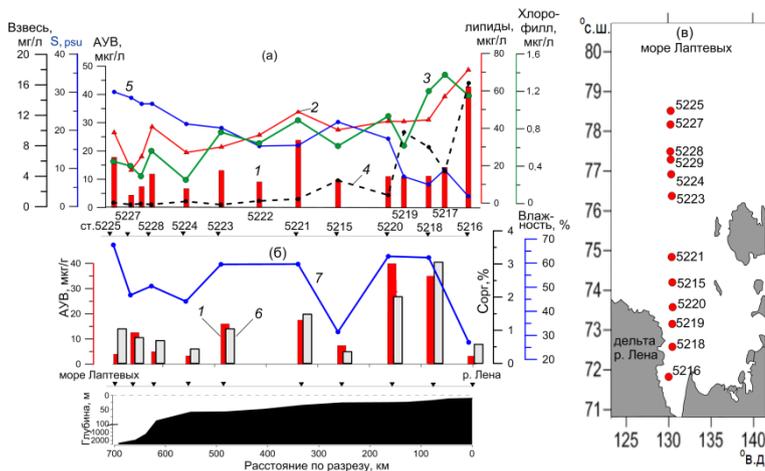


Рисунок. Распределение концентраций различных соединений в сентябре 2015 г. на разрезе р. Лена – море Лаптевых: (а) – в поверхностных водах о взвеси, (б) – в донных осадках: 1–АУВ, 2–липиды, 3– хл а, 4– взвесь, 5 – соленость, 6– $C_{орг}$, 7– влажность; (в) – расположение станций.

В донных осадках наиболее высокие концентрации АУВ, так же, как ОВ, приурочены к отложениям с повышенным содержанием илистой фракции. Максимумы ОС тяготеют к станциям, находящимся в области смешения речных вод с морскими, в зоне лавинной седиментации. Здесь с изменением заряда коллоидных частиц ($S=0.6-4$ psu) происходит переход взвешенных форм ОС в нижележащие воды и осадок.

Трансформация антропогенных УВ, транспортируемых реками, несмотря на низкие температуры в морской среде, происходит довольно быстро. В процессе седиментации количество автохтонных алканов уменьшается. Поэтому в осадках преобладают, как правило, более устойчивые аллохтонные (терригенные) алканы, связанные с наземной растительностью [3, 4]. Терригенный характер алканов был также установлен в осадках разреза р. Маккензи–море Бофорта, и в осадках моря Лаптевых и Чукотского [4]. В отдельных случаях состав алканов осадков становился бимодальным, то есть имел смешанный генезис: с максимумами в низкомолекулярной и высокомолекулярной областях, из-за активных процессов на границе вода–дно. Однако во всех пробах в осадках

преобладали высокомолекулярные нечетные аллохтонные более устойчивые гомологи. Низкомолекулярные полиарены транзитом проходят зону смешения речных вод с морскими. На фоне уменьшения концентраций ПАУ возрастает доля фенантрена.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00356, программы 0149-2015-0056 президиума РАН, НШ-7474.2016.5 и госзадания 0149-2014-0038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4 Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
2. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т. 2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
3. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
4. Yunker M.B., Macdonald R. W., L. R. Snowdon L. R., Fowler B. R. Alkane and PAH biomarkers as tracers of terrigenous organic carbon // Organic Geochemistry. 2011. V. 42. P. 1109–1146

Data of the study of aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons is presented in comparison with the content of lipids, C_{org} , chlorophyll "a" in water and bottom sediments on the geochemical barrier of the river (the Northern Dvina, Ob, Yenisey and Lena) – the sea. A sharp decrease in concentrations of hydrocarbons, suspended matter, organic carbon and lipids was shown at the mixing of river waters with marine ones. Pelagic marine areas receive relatively pure water.

Рекант П.В.¹, Гусев Е.А.², Артемьева Д.Е.², Зархидзе Д.В.¹, Шкарубо С.И.³

(¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, e-mail: rekant@mail.ru; ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург; ³ОАО «МАГЭ», Мурманск)

Новые данные о границах Новоземельского оледенения по геофизическим данным

Rekant P.V.¹, Gusev E.A.², Artemieva D.E.², Zarhidze D.V.¹, Shkarubo S.I.³

(¹VSEGEI, St. Petersburg; ²VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; ³MAGE, Murmansk)

New data on the boundaries of the Novaya Zemlya glaciation from geophysical data

Ключевые слова: оледенение, неоплейстоцен, морены, сейсмоакустическое профилирование, Новая Земля

Краевые морены неоплейстоценовых оледенений выделялись на сейсмоакустических разрезах с Баренцевской и Карской стороны архипелага Новая Земля. В Баренцевом море нами закартированы комплексы двух стадий среднеоплейстоценового ледника на расстоянии до 210 км от современного побережья архипелага. Позднеоплейстоценовые (МИС 4) морены расположены ближе к берегам Новой Земли и отстоят на расстояние не более 100 км. Краевые формы последнего ледникового максимума (МИС 2) отстоят от современных ледников на небольшое расстояние и распространены на акватории только вокруг Северного острова Новой Земли.

В палеогеографических схемах развития Баренцево-Карского региона оледенениям островов архипелага Новая Земля придавалось очень большое значение. В середине прошлого века считалось, что валуны с Новой Земли присутствуют на Восточно-Европейской равнине в днепровской морене [1], и этим доказывалось, что центр максимального оледенения находился в пределах этого северного архипелага. Позже центр оледенения сместили на Баренцево-Карский шельф, с оговоркой, что на первых этапах оледенение развивалось на островных архипелагах, ледники которых, соединившись, образовали единый Баренцево-Карский ледниковый щит.

Относительно возраста Новоземельского ледника также существовали различные мнения, до последнего времени считалось, что самое мощное оледенение Новой Земли было в последний ледниковый максимум – сартанское время (МИС 2). Однако, после получения многочисленных новых данных по торфам и другим органическим отложениям на архипелаге, датированным радиоуглеродным методом в интервале 8–15 тыс. лет [2] вопрос об обширном сартанском оледенении Новой Земли был снят. Судя по датировкам морских террас Новой Земли [3–5 и др.], архипелаг оставался полностью свободным от льда в каргинское (МИС 3) и

казанцевское (МИС 5) время.

В рамках проекта по составлению листов S-39,40 Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 на шельфе морей Баренцева и Карского вокруг Новой Земли нами закартированы моренные гряды (рисунок). Используются сейсмоакустические профили, полученные МАГЭ в 2015-2016 гг., материалы соседних листов Госгеолкарты-1000, данные инженерно-геологического бурения и донного пробоотбора [6–8 и др.], и другие опубликованные данные [9, 10].

Краевые ледниковые формы выделялись на сейсмоакустических разрезах по комплексу признаков – по акустически прозрачной, осветленной или хаотической записи. Морены, как правило, образуют положительные формы донного рельефа (холмы и гряды) с ровной подошвой и пилообразной кровлей. Ледниковые отложения перекрыты морскими осадками разного возраста, что позволяет более или менее уверенно провести их относительно датирование – более древние – более молодые. Более того, нами предпринята попытка более определенного отнесения морен к известным неоплейстоценовым стратиграфическим подразделениям. Самые древние ледниковые образования выступают на дне Баренцева моря в виде сглаженных гряд на расстоянии 100–210 км к западу от Новой Земли. Краевые формы, сложенные этими отложениями, оконтуривают, по нашему мнению, границы среднелистоценовых оледенений двух генераций (Π_1 и Π_2). Эти древние морены, по-видимому, были размыты и сохранились лишь фрагментарно в виде останцов. Конечные морены более свежего облика, контрастно выделяющиеся в рельефе морского дна, окаймляющие архипелаг как с баренцевской, так и с карской стороны, относятся нами к зырянскому (МИС 4) оледенению. Они перекрываются характерной тощей слоистых морских осадков, сопоставляемых с каргинским временем (МИС 3) по всему Баренцево-Карскому региону [11]. Их отстояние от современной береговой линии архипелага увеличивается в северном, и уменьшается в южном направлении, и составляет от 20 до 100 км. Предположительно к сарганским моренам (МИС 2) отнесены формы, окаймляющие подводную банку у полуострова Адмиралтейства. Это последнее оледенение было незначительным, и распространялось лишь на части Северного острова Новой Земли. Голоценовые морены показаны на карте по краям современного ледникового щита Северного острова и наиболее крупных горно-долинных ледников Новой Земли.

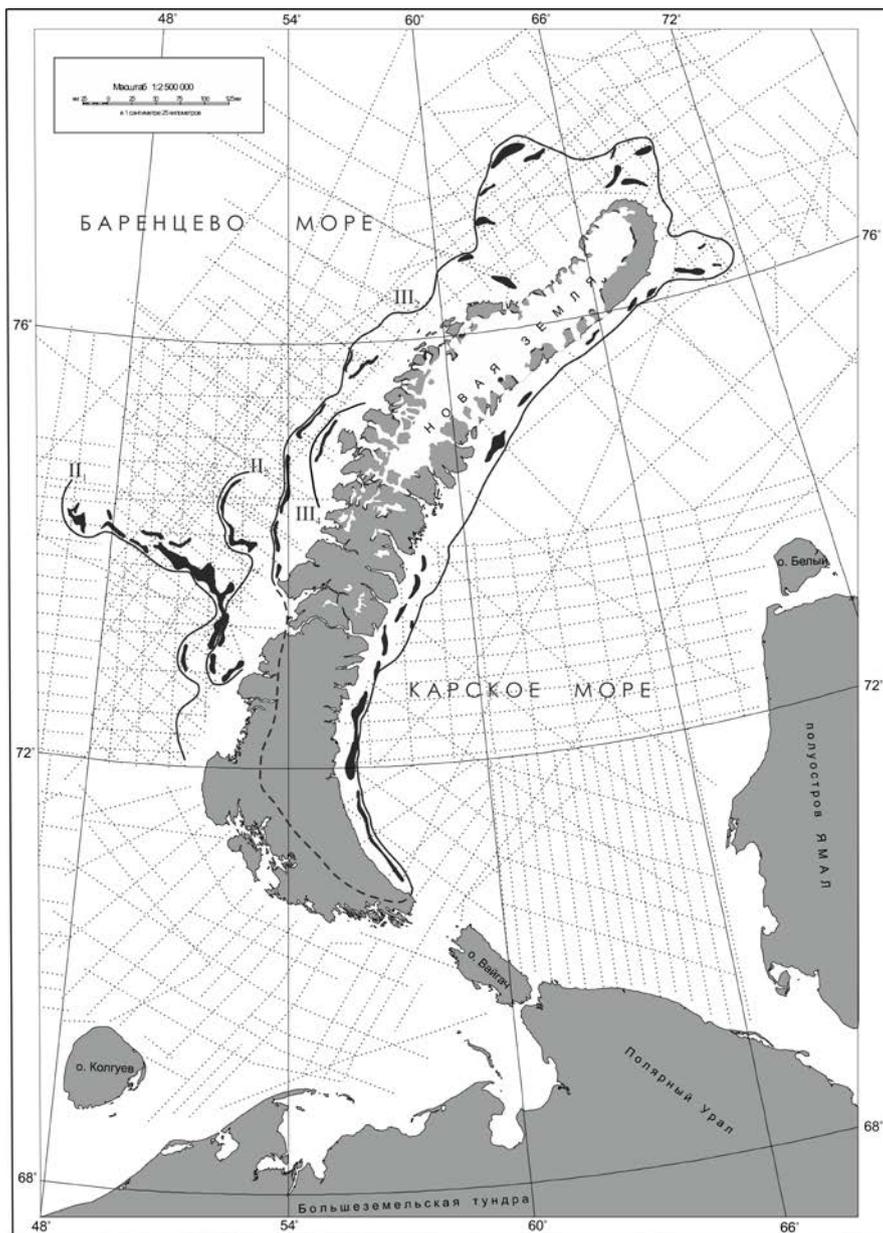


Рисунок. Положение разновозрастных морен на Новоземельском шельфе. Точками показаны использованные сейсмоакустические профили.

Предлагаемая возрастная модель является предварительной, и, к сожалению, не обосновывается буровыми данными, удаленными от площадей развития ледниковых комплексов Новоземельского шельфа. Тем не менее, полученные нами сведения о распространении краевых ледниковых форм убедительно свидетельствуют против мощного шельфового плейстоценового оледенения, надвигающегося на сушу. Морены опоясывают под водой островные архипелаги, что подтверждает прежние представления об островных, наземных центрах плейстоценовых оледенений, не сливавшихся друг с другом. Встает вопрос о происхождении и времени образования грядовых форм, развитых на водоразделах Большеземельской и Малоземельской тундр, интерпретирующихся большинством исследователей как конечные морены Баренцево-Карского ледникового щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины // Труды ВСЕГЕИ. 1956. Т. 17. 315 с.
2. Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E. et al.. Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // The Holocene. 1998. V. 8. № 3. P. 323–330.
3. Большианов Д.Ю., Анохин В.М., Гусев Е.А. Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Вып. 6. С. 149–161.
4. Большианов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А. и др. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 68–77.
5. Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen J-I. Ice free conditions in Novaya Zemlya 35000–30000 cal. years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine mollusks // Polar Research. 2008. V. 27. P. 187–208.
6. Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.
7. Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 72 с.
8. Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Поляк Л.В. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене – голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 47–68.
9. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В. и др. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГКК-1000/3) // Региональная геология и

металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.

10. Доречкина Д.Е., Рекант П.В., Коршунов Д.А., Портнов А.Д. Характер распределения позднечетвертичных ледниково-морских отложений в северной части Приновоземельского шельфа // Записки Горного института. 2012. Т. 195. С. 33–36.

11. Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 38–44.

Marginal moraines of the Neo-Pleistocene glaciations were distinguished on seismoacoustic data from the Barents and Kara sides of the Novaya Zemlya archipelago. In the Barents Sea, we mapped the complexes of the two stages of the Middle Pleistocene glacier at a distance of up to 210 km from the modern coast of the archipelago. Late-Pleistocene (MIS 4) moraines are located closer to Novaya Zemlya and are not more than 100 km apart. The marginal forms of the last glacial maximum (MIS 2) are spaced a short distance from modern glaciers and distributed only around the North Island of Novaya Zemlya.

Рубан А.С.¹, Панова Е.В.¹, Дударев О.В.^{1,2}

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

Некоторые результаты сезонных литолого-биогеохимических исследований на участке подводного берегового склона губы Буор-Хая (море Лаптевых)

Ruban A.S.¹, Panova E.V.¹, Dudarev O.V.^{1,2}

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

Some results of seasonal lithologic-biogeochemical studies on the underwater slope of Buor-Khaya bay (Laptev Sea)

Ключевые слова: Восточно-Сибирский шельф, море Лаптевых, многолетнемерзлые породы, термоабразия, донные осадки, взвешенный материал, осадкообразование, органический углерод, изотопный состав углерода.

Для безледного периода типичны два устойчивых максимума мутности с содержанием взвеси в от 6.5 до 594 мг/л. В направлении от побережья к свалу глубин замещение песчано-алевритовых осадков илами фаций свала глубин, подножья авандельты и термоабразионно-аккумулятивной террасы сопровождается увеличением содержания органического углерода от 0.4 до 5.4% при зимних значениях 0.6–9.3%. Изотопный состав углерода органического вещества донных осадков варьировал от –27.9 до –22.7‰.

В настоящее время интерес к арктическому шельфу быстро усиливается вследствие его перспективности на углеводородное сырье и другие минеральные ресурсы. Между тем, уровень знаний о процессах, протекающих в арктической системе, еще крайне недостаточен. До сих пор существует дефицит данных о природных процессах в криолитозоне, что определяет дискуссионный характер решения многих региональных проблем. В такой обстановке получение любой новой научной информации вносит определенный вклад в познание развития природы Арктики.

Цель исследований являлось выявление особенностей процессов осадкообразования и трансформации вещества на примере микромасштабного полигона в области интенсивной термоабразии и взвешенного стока рек.

В основу работы положены результаты ряда многолетних натурных наблюдений и аналитических исследований за период с 1999 по 2016 гг. (рис. 1). Отбор проб донных осадков проводился с помощью прямооточных гравитационных трубок и дночерпателя типа Van Veen. Взвешенный материал отбирался с помощью фильтровальной установки Millipore. Гранулометрический анализ выполнялся на лазерном анализаторе размера

частиц «Analysette-22».

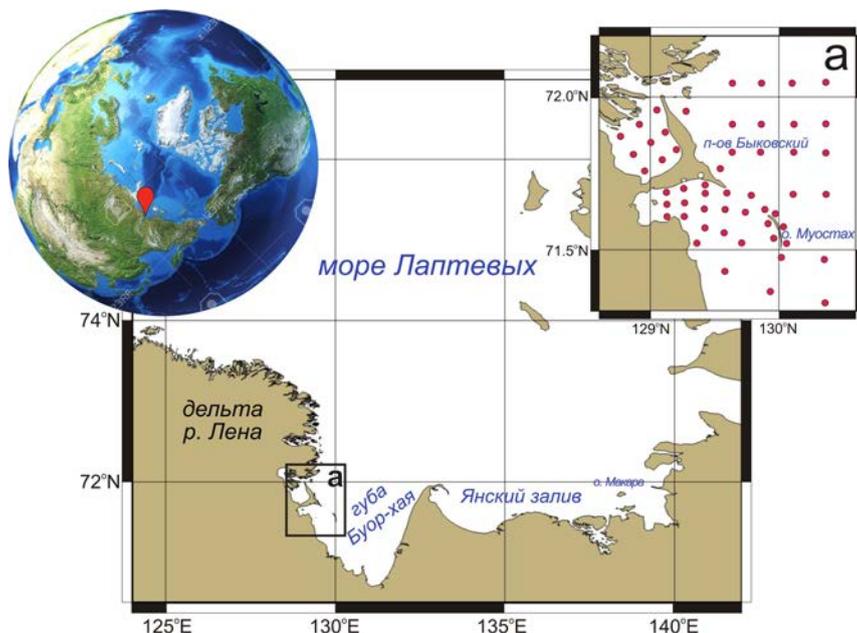


Рисунок 1. Района исследований и расположение океанографических станций

В поверхностных водах района работ выявлены два устойчивых максимума содержания взвеси, маркирующих источники сноса вещества. Это акватории авандельты вдоль юго-восточных протоков дельты р. Лена со значениями $6.5 \div 122$ мг/л и вокруг о. Муостях с вариациями содержания в несколько раз выше ($27.7 \div 594$ мг/л). Обнаруженные зоны высокой мутности сохраняются и у дна, что предопределено однородностью вертикальной термохалинной структуры водной толщи (рис. 2).

В зимний период содержание взвеси уменьшается в сравнении с арктическим летом на один-два порядка. Средние значения в поверхностных водах над авандельтой составляют 4.1 мг/л, у дна 6.7 мг/л.

Характер распределения взвешенного материала имеет циркумтерральную структуру, т.е. параллельную береговой черте, что является характерным для приустьевых областей (рис. 2) [1, 2]. Такие же особенности прослеживаются и в распределении донных осадков района работ.

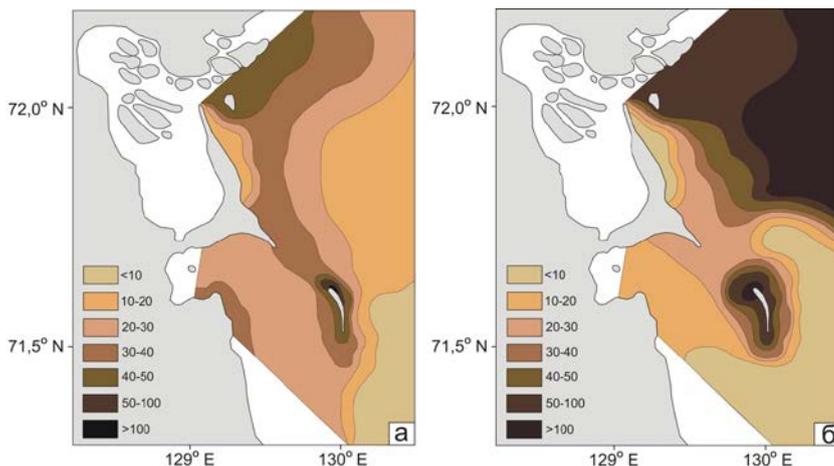


Рисунок 2. Структура пространственного распределения взвешенного материала (мг/л) в водах поверхностного (а) и придонного (б) горизонтов. Безледный период

Структура пространственного распределения донных осадков также имеет циркумтерральный характер. Песчаные осадки маркируют области транзита вещества из береговых источников. Эрозионно-аккумулятивное тело аванделты изрезано многочисленными поперечными эрозионными стоковыми каналами: на их склонах также залегают песчаные осадки, а в ложбинах – песчано-алевритовые. Гравитационные нефелоидные потоки по уклону дна – один из важных источников поставки тонкозернистого материала к склону и его подножью.

Структура пространственной изменчивости содержания $C_{орг}$ в безледный период согласована с распределением донных осадков. В направлении от побережья к свалу глубин замещение песчано-алевритовых осадков илами фаций свала глубин, подножья аванделты и термоабразионно-аккумулятивной террасы сопровождается увеличением величин $C_{орг}$ от 0.4% до 5.4%. Зимой диапазон содержания $C_{орг}$ расширяется до 0.6–9.3%.

Выраженной сезонной изменчивости изотопного состава $C_{орг}$ не прослеживается. Изотопно наиболее тяжелый углерод характерен как для зимнего периода, так и для арктического лета ($\delta^{13}C = -22.8 \div -22.7\text{‰}$).

Циркумтерральная пространственная структура распределения взеси и донных осадков указывает, что все мелководье района наблюдений до глубин 7–12 м в настоящее время представляет собой область преимущественного транзита вещества с доминированием эрозионных процессов. Глубже воздействие гидродинамических процессов ослабевает, что является причиной седиментации частиц, как из водной толщи, так и из придонных нефелоидных потоков. Подводная эрозионно-аккумулятивная

терраса в настоящее время является зоной распространения песчаного и песчано-алевритового материала из терригенных источников. Структура пространственного распределения литологических типов донных осадков хорошо согласуется с содержанием $C_{\text{орг}}$ и его изотопным составом. Формирование последнего контролируется условиями поставки, водной миграции и смешения вещества в бассейне седиментации

Работа выполнена 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 и в лаборатории арктических исследований Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Charkin A.N. et al. Peculiarities of the formation of suspended particulate matter fields in the Eastern Arctic seas // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 462 (2). P. 626–630.
2. Salvadó J.A. et al. Organic carbon remobilized from thawing permafrost is resequenced by reactive iron on the Eurasian Arctic Shelf // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42 (19). P. 8122–8130.

For the ice-free period, there are two typical stable turbidity maxima with a suspended matter content ranging from 6.5 to 594 mg/l. Towards the continental slope, the replacement of sandy-aleuritic sediments with clays of continental slope, avandelt bottom, and thermoabrasive-accumulative terrace is accompanied by an increase in organic carbon values from 0.4 to 5.4% with winter values ranging from 0.6 to 9.3%. Isotopic composition of organic carbon in the bottom sediments varied from -27.9 to -22.7% .

**Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченова Е.С.,
Жилкина А.В.**

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

**Реконструкция современных условий седиментации на
основе изучения поверхностного слоя донных осадков
Карского моря**

**Rusakov V.Yu., Kuzhmina T.G., Toropchenova E.S.,
Zhylkina A.V.**

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

**Sedimentation history reconstruction on the basis of study of
the surface sea-floor sediments in the Kara Sea**

Ключевые слова: литолого-геохимический состав, кластерный анализ, донные осадки, фашиально-генетические типы, Карское море

Данная работа представляет собой результат систематизации данных, полученных в ходе 5 экспедиций в Карское море, которые максимально охватили основные гидрологические, геологические, литологические и геохимические провинции Карского моря. Благодаря использованию методов математической статистики были установлены питающие провинции моря осадочным материалом и степень влияния каждой из них на изученные образцы, а также на количественном уровне оценена степень геохимического сродства между изученными образцами.

Данная работа представляет собой результат систематизации данных, полученных в ходе 5 экспедиций в Карское море [1–4]. В общей сложности было собрано 53 образца поверхностного (0–2 см) слоя донных осадков на разных станциях. Станции располагались в виде четырех меридионально расположенных разрезов с таким условием, чтобы максимально охватить основные гидрологические, геологические, литологические и геохимические провинции Карского моря (рисунок). Задача представленных исследований сводилась к установлению питающих провинций моря осадочным материалом и степени влияния каждой из них на изученные образцы. Такая работа стала возможной благодаря использованию методов математической статистики, позволивших не только использовать весь набор аналитических данных, но и на количественном уровне оценить степень геохимического сродства между изученными образцами.

Район исследований. Условия седиментации в Карском море контролируются речным стоком и колебаниями уровня Мирового океана, осложненными периодическим формированием континентальных ледовых щитов в периоды гляциации. В гляциацию позднего плейстоцена (вторая изотопно-кислородная стадия) уровень моря находился примерно на 120 м ниже современного, т.е. море занимало Восточно-Новоземельский желоб,

верхние части глубоководных желобов Св. Анны и Воронина, а также небольшие по площади мелководные районы, прилегающие к ним. При этом значительная часть современной акватории моря была покрыта континентальным ледником. Голоценовые морские отложения начали формироваться в результате климатических изменений, повлекших таяние ледникового щита, увеличение речного стока и подъем уровня моря. Таким образом, основными источниками осадочного материала в раннем голоцене (10–7 тыс.л.н.) были флювиально-гляциальные осадки. По мере деградации ледового щита флювиально-гляциальные осадки сменялись чисто флювиальными, т.е. речными. Последние 7–6 тыс. лет подъем уровня моря привел к затоплению речных долин Оби и Енисея, сформировав протяженные эстуарные зоны, далеко уходящие вглубь континента. Вместе с этим изменилось и положение геохимических барьерных зон река-море, сместившись вверх по течению рек. В настоящее время значительная часть твердого стока осаждается внутри эстуарных зон, формируя “иловые” банки.

Фациально-генетические типы. Выделенные ранее фациально-генетические типы донных осадков Карского моря [1–4] позволили провести следующую классификацию донных отложений. В поверхностном слое выделяются реликтовые плейстоценовые и голоценовые отложения. Последние, в свою очередь, делятся на четыре фациально-генетических типа: влекомые наносы, терригенно-эстуарные, терригенно-мелководно-морские и фоновые терригенно-морские.

Главными потенциальными источниками осадочного материала голоценовых отложений являются речные взвеси, а также ледниковый материал Новой Земли и Северной Земли. При этом реликтовые отложения по своему литолого-геохимическому составу очень близки к влекомым наносам, что может указывать на то, что последние являлись доминирующим источником накопления плейстоценовых отложений.

Потенциальные источники осадочного материала. Кластерный анализ указывает на высокую степень различия между тонкими взвесями речного стока Оби и Енисея. Однако эти различия сохраняются только в пределах терригенно-эстуарных отложений. За пределами эстуариев в терригенно-мелководно-морских отложениях эти различия в значительной степени нивелируются процессами смещения.

В мелководно-морской зоне пресные речные воды, благодаря своей более низкой плотности по сравнению с морскими, растекаются по поверхности моря и вовлекаются в поверхностные Ямальское и Обь-Енисейское течения. Северная ветвь Ямальского течения переносит речные воды в сторону северной оконечности Новой Земли, а затем вдоль ее восточного побережья на запад и юго-запад в составе Восточно-новоземельского течения. В эту ветвь вовлекаются преимущественно взвешенные частицы обского стока. Таким образом, влияние обского стока

прослеживается также в осадках Восточно-Новоземельского желоба.

Другим потенциальным источником осадочного материала этого желоба является талый сток ледников архипелага. Учитывая несравнимо большие объемы обского речного стока по сравнению со стоком талых вод ледников Новой Земли, первые все же оказывают значительно большее влияние на химический состав донных осадков центральной части желоба (рисунок). Наши данные также показали, что ледниковый вынос из заливов Новой Земли формирует осадки с повышенным содержанием Са и Си. Таким образом, их содержания в донных осадках Карского моря могут указывать как на влияние енисейского стока в восточной части моря, так и на влияние ледников Новой Земли в Восточно-Новоземельском желобе.

Восточная ветвь Обь-Енисейского течения способствует активному перемешиванию речных вод Оби и Енисея и формирует шлейф осадков из речной взвеси, протягивающийся вдоль береговой линии от Енисейского залива до пролива Вилькицкого. Северная граница этого шлейфа нами не установлена в силу недостаточного количества станций на среднекарскоморской возвышенности. Этот шлейф речного выноса способствует формированию аккумулятивного тела голоценовых осадков в восточной части моря. Их отличительной особенностью является сильное влияние енисейского стока и более грубый осадочный материал по сравнению с составом “иловых” банок внутри эстуариев из-за влияния придонных морских течений.

Особую, с геохимической точки зрения, зону представляет собой глубоководная часть желоба Воронина. Здесь накапливаются осадки, испытывающие влияние ледового материала Северной Земли. Тем не менее, в целом, доминирующим осадочным материалом в желобе продолжает оставаться речная взвесь, переносимая северной ветвью Обь-Енисейского течения.

Основным химическим элементом, отражающим зоны аккумуляции фоновых терригенно-морских осадков, является Mn [2]. Его максимальные концентрации указывают на зоны наиболее высокой аккумуляции тонких биогенных и абиогенных взвесей, формирующихся непосредственно в морской среде или на границе смешения речных и морских вод. Наши данные показали, что максимально высокие содержания Mn приурочены к наиболее глубоководным районам Восточно-Новоземельского желоба и желоба Воронина.

Седиментация. Модель рассеяния речной и ледниковой взвеси поверхностными течениями осложняется придонной циркуляцией, которая перераспределяет осевший на дно осадок. Согласно пространственному распределению первых двух кластеров, основными зонами аккумуляции тонких взвесей является: 1) эстуарии Оби и Енисея (терригенно-эстуарные отложения), 2) мелководная область юго-восточного побережья моря от Енисейского залива до пролива Вилькицкого (терригенно-мелководно-

морские отложения), а также 3) глубоководные части желобов: Восточно-Новоземельского и Воронина (фоновые терригенно-морские отложения). В отличие от эстуарных и мелководно-морских областей моря, подверженных влиянию морских течений и волн, механизм аккумуляции осадочного материала в глубоководных частях (> 300 м) желобов является “нормальным”, т.е. полностью контролируется морфологией дна.

Помимо указанных зон в качестве района аккумуляции фоновых терригенно-морских отложений также следует указать глубоководную часть желоба Святой Анны.

Заключение. Благодаря применению методов математической статистики, позволившей обработать большой массив данных химического состава донных осадков, были выделены геохимические кластеры (хемотипы), отражающие не только разные фациально-генетические типы осадков, но и позволившие установить степень влияния основных потенциальных источников осадочного вещества на геохимический состав изученных образцов.

По результатам исследований были выявлены области аккумуляции голоценовых отложений на шельфе Карского моря, которые занимают ограниченные районы, непосредственно примыкающие к эстуарным зонам Оби и Енисея (аккумуляционное тело твердого речного стока), а также наиболее глубоководные части желобов. Установлено, что влияние твердого стока рек на геохимический состав голоценовых донных осадков является доминирующим.

Модель рассеяния материала твердого речного стока контролируется поверхностными течениями: Восточно-Новоземельским и Обь-Енисейским.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Русаков В.Ю. Фациально-генетические типы поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина. Москва, 2–3 февраля 2017 / Под ред. Т.А. Яниной, Т.С. Кловиткиной. М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 125–127.
2. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Литолого-геохимическая типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 214–226.
3. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017 (в печати).
4. Русаков В.Ю., Левитан М.А., Кузьмина Т.Г. и др. Типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря на основе кластерного анализа // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС,

**Сколотнев С.Г.¹, Федонкин М.А.¹, Толмачева Т.Ю.²,
Александрова Г.Н.¹, Исакова Т.Н.¹, Милес Л.В.³**

(¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sg_skol@mail.ru; ²ФГБУ «ВСЕГЕИ» МПРЭ РФ, Санкт-Петербург, e-mail: Tatiana_Tolmacheva@vsegei.ru; ³ЗАО «Геофизическая служба ГИН», Москва, e-mail: miles@ginras.com)

Геологический разрез фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане по данным глубоководных исследований

**¹Skolotnev S.G, Fedonkin M.A.¹, Tolmacheva T.Yu.²,
Aleksandrova G.N.¹, Isakova T.N.¹, Miles L.V.³**

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²VSEGEI, Saint Petersburg; ³Geophysical survey GIN, Moscow)

Geologic section of the Alpha-Mendeleev Rise basement (Arctic Ocean) on the results deep sea investigations

Ключевые слова: геологический разрез, поднятие Альфа-Менделеева, ордовик, силур, девон, мел, доломит, песчаник, известняк, туф

На основании изучения донно-каменного материала, собранного манипуляторами научно-исследовательской подводной лодки, реконструирован геологический разрез акустического фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане. Видимый разрез начинается с нижней толщи поздний ордовик-силурийского возраста переслаивающихся доломитов, кварцитопесчаников и известняков, которая с угловым несогласием перекрывается верхней толщей позднедевонского возраста известняков и песчаников. Венчается разрез туфо-лавовой толщей апт-альбского возраста. Нижняя толща пересекается субвулканическим комплексом базальтов, андезитов, долеритов и габбро.

В силу слабой изученности геологического строения поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане (СЛО) среди специалистов возникают большие дискуссии о его происхождении и о развитии Американо-Азиатской части СЛО в целом. В самом общем плане линия разграничения проходит между авторами, считающими, что данное поднятие имеет континентальную или океаническую кору.

В 2014 г. и 2016 г. Геологическим институтом РАН, Геослужбой ГИН и Главным управлением глубоководных исследований Министерства обороны РФ в районе этого поднятия были проведены две совместные экспедиции, в ходе которых средствами научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ) были произведены видеонаблюдение и опробование дна с целью установления геологического разреза акустического фундамента поднятия Альфа-Менделеева, который в соответствии с сейсмическими данными обнажается в районе крупных эскарпов, имеющих тектоническое происхождение. Эти работы

производились в районе 3-х полигонов, расположенных в юго-западной и центральной частях поднятия Менделеева, а также в западной части поднятия Альфа (г. Трукшина). Опробование, осуществляемое манипуляторами НИПЛ, предварялось батиметрической съемкой и акустическим профилированием с целью локализации потенциальных участков выхода коренных пород. Основная часть образцов горных пород была отобрана непосредственно из обнажений коренных пород дна, образующих обрывы, уступы и выступы дна, а также из сопровождающих их осей и курумников, реже из отдельных кучных скоплений глыб и обломков на илистом дне. Во всех случаях наблюдаются близкие наборы пород.

В собранной коллекции горных пород преобладают доломиты, далее в порядке убывания следуют кварцитопесчаники, вулканиты, известняки, песчаники, туфы, габбро, долериты.

Проведено петрографическое изучение пород, определен их химический и минеральный составы, измерены концентрации элементов-примесей. Для определения возраста осадочных пород были проведены микропалеонтологические исследования, охватывающие изучение фораминифер, конодонтов, криноидей и палиноморф.

Используя результаты проведенных исследований, учитывая последовательность и характер залегания пород на склоне, был реконструирован видимый геологический разрез акустического фундамента в юго-западной части поднятия Менделеева (рисунок), где экспедиционные работы происходили в 2014 г. В соответствии с [1, 2] в низах видимого разреза залегает *нижняя толща* видимой мощностью 230 м, сложенная доломитами и кварцитопесчаниками, слои которой имеют крутое залегание. Возраст *нижней толщи* поздний ордовик(?) – силур. *Нижняя толща* со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается *верхней толщей* позднедевонского возраста мощностью около 40-50 м, сложенной известняками и песчаниками. Известняки в качестве примеси содержат обломки доломитов, кварцитопесчаников и вулканитов псаммитовой и псефитовой размерности. Слои *верхней толщи* имеют менее крутое залегание по сравнению с таковыми *нижней толщи*. Время образования *нижней* и *верхней толщ* определено на основании возраста выделенных из пород палиноморф: акритархов и миоспор. К *нижней толще* прислоняется *туфовая толща* видимой мощностью 50 м. Судя по характеру залегания этой толщи, она представляет собой продукт размыва и переотложения рыхлых туфовых накоплений, залегающих в верхней части склона. На это указывает тот факт, что в соответствии с сейсмическими данными [3] в низах разреза мезо-кайнозойского осадочного чехла, перекрывающего поднятия Менделеева, располагаются горизонты туфов и лав мощностью первые сотни м. Возраст туфов еще не определен. Геохимически они близки вулканитам, образующим в Арктическом регионе меловую магматическую

провинцию HALIP [4]. В этой связи, а также принимая во внимание выше указанные сейсмические данные, можно предположить, что *туфовая толща* имеет меловой возраст. *Нижняя толща* рассекается *субвулканическим комплексом* (силы и дайки) трахиандезитов и трахибазальтов. Время образования этого комплекса не установлено. Учитывая наличие обломков вулканитов в вышележащих известняках позднедевонского возраста, можно ожидать их допозднедевонский возраст. Но, с другой стороны, трахиандезиты и трахибазальты изотопно-геохимически близки туфам и вулканитам провинции HALIP, поэтому, вероятно, часть вулканитов этого комплекса может иметь меловой возраст.

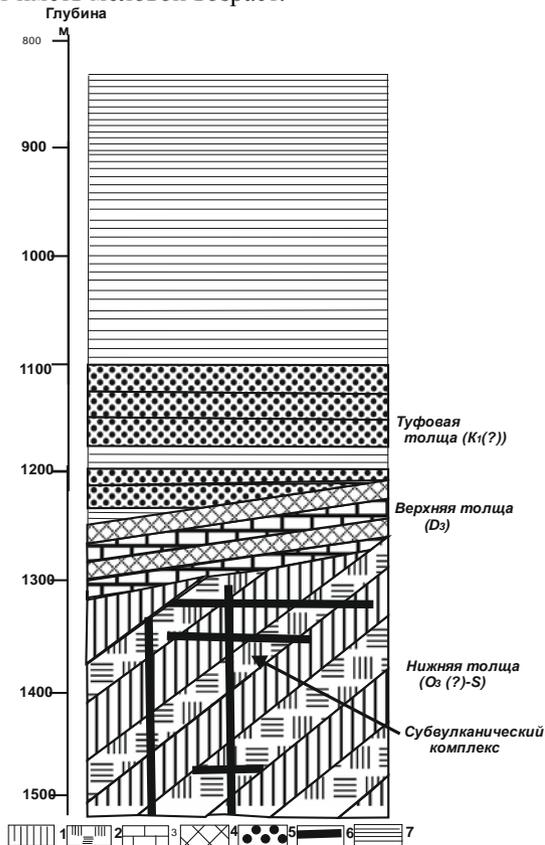


Рисунок. Реконструированный геологический разрез юго-западной части поднятия Менделеева.

Условные обозначения: 1 – доломиты, 2 – кварцитопесчаники, 3 – известняки, 4 – песчаники, 5 – туфы, 6- вулканиты, 7 – мезо-кайнозойский осадочный чехол.

Промежуточные итоги изучения материалов 2016 г. показывают близость этому разрезу и геологических разрезов двух других выше указанных полигонов. Это и близкие наборы пород, и обнаружение позднеордовикских-силурийских конодонтов и криноидей в карбонатных породах и позднедевонских фораминифер в одном из известняков.

В материалах экспедиции Арктика-2012 [5] при драгировании поднятия Альфа-Менделеева был получен огромный объем донно-каменного материала, среди которого наряду с раннепалеозойскими породами обнаружены каменноугольные и пермские осадочные породы [6], не встреченные нами. Можно ожидать, что позднепалеозойские породы встречаются только в пределах домезозойских синформ.

Реконструированный геологический разрез позволяет осветить основные черты фанерозойской истории поднятия Менделеева. В раннем палеозое (ордовик-силур) в платформенных условиях в прибрежных разнофациальных обстановках мелководного моря при интенсивном прогибании коры формировались карбонатные илы и кварцевые песчаные отложения, в конечном итоге, приведшие к образованию мощных толщ. Теплый климат способствовал образованию кор выветривания глубоко профиля на суше и диагенетической доломитизации илов в морских застойных условиях. Каледонский орогенез прервал осадконакопление, привел к подъему территории, в результате чего раннепалеозойские отложения были дислоцированы и в последствии их значительная часть была размывта. Новое опускание суши ниже уровня моря началось в позднем девоне. Осадконакопление происходило в условиях слабого погружения в мелководных условиях, осложненных островами, и, вероятно, продолжалось до конца палеозоя. Отсутствие осадочных пород юрского и триасового возраста, по-видимому, есть следствие того, что в данное время данная территория являлась сушей. В этот период позднепалеозойские отложения также были дислоцированы и частично размывты. В новое погружение, так или иначе продолжающееся до наших дней, регион был вовлечен после раскрытия океанической Канадской котловины в меловое время. Начало погружения совпало с вулканической активностью, приведшей к образованию магматической провинции HALIP, охватывающей Арктический регион от Шпицбергена до Чукотского поднятия, происхождение которой связывается с подъемом плюма глубинной мантии [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке ЗАО «Геослужба ГИН», гранта РФФИ 15-05-00497, Программы Президиума РАН «Мировой океан - многомасштабность, многофазность, многопараметричность».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева

- (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
2. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Александрова Г.Н. Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Материалы XLIX Тектонического совещания: "Тектоника современных и древних океанов и их окраин". М.: ГЕОС, 2017. С. 196–200.
3. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophysical J. International*. 2003. V. 152. P. 185–201.
4. Estrada S., Damaske D., F Henjes-Kunst F. et al. Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge – evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // *Norwegian Journ. Geol.* 2016. V. 96. N 2. <http://dx.doi.org/10.17850/njg96-2-03/>
5. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 53. С. 34–55.
6. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.J., Petrov O.V. et al. Paleozoic carbonate deposits and fauna of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic) // 35TH International Geological Congress. Cape Town. South Africa. 2016. Paper Number: 2058.

The investigations of rocks collected by submarine on 3 sites of the Alpha-Mendeleev rise in the Arctic Ocean were carried out. This allowed reconstructing the geologic section of the basement of this rise. Geologic section begins from a lower stratum of dolomites and quartzsandstones, it has a late Ordovician (?) - Silurian age. It overlaps over the upper layer of late Devonian age of the limestones and sandstones. Geologic section crowned with a suit of the Cretaceous (?) tuffs. The lower stratum is cut by subvolcanic complex of basalts, andesites, dolerites and gabbro.

**Харин Г.С., Политова Н.В., Лисицын А.П., Ерошенко Д.В.,
Кравчишина М.Д., Козина Н.В., Булохов А.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

kharin@atlas.baltnet.ru)

Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря

**Kharin G.S., Politova N.V., Lisitzin A.P., Eroshenko D.V.,
Kravchishina M.D., Kozina N.V., Bulokhov A.B.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Ice Rafted Coarse debris material on the Barents Sea bottom

Ключевые слова: грубообломочный материал, Баренцево море, черные сланцы, фосфориты, граниты, базальты, айсберги, ледники

Изучен грубообломочный материал, полученный на 45 станциях в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» при отмывке современных осадков. Составлены циклограммы распределения петрографических типов горных пород, набор которых в основном комплиментарен наземным центрам оледенения, откуда ледники и айсберги транспортировали его в акваторию Баренцева моря.

В 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Баренцевом море (сентябрь 2016 г.) проводился отбор проб поверхностных донных осадков с помощью дночерпателя «Океан», с отмывкой через набор сит навески с известным объемом для изучения ледового разноса. Визуально и под бинокулярным микроскопом, с применением микрохимических реакций просмотрены все фракции (0.5–1 мм, 1–5 мм, 3–5 мм, 5–8 мм, >8 мм), но при изучении петрографического состава преимущество отдавалось грубообломочному материалу размером >8 мм, из которого делались протоочки для изучения на микроскопе Leica DM 2500 Pol. Главной целью исследований было определение состава и закономерностей распределения грубообломочного материала в голоценовых и верхнечетвертичных осадках Баренцева моря и его связи с ледовой седиментацией.

Изученный грубообломочный материал характеризует следующие районы, как возможные источники его поступления (рис. 1): 1 – северо-западнее о. Новая Земля, 9 станций; 2 – центр Баренцева моря, 4 станции; 3 – район Печоры-Варандея, 3 станции; 4 – район Кольского полуострова, 4 станции; 5 – район о. Медвежий, 2 станции; 6 – район Шпицберген Южный, 1 станция; 7 – район Шпицберген Северный, 3 станции; 8 – район о-вов Земли Франца Иосифа, 2 станции. Для каждого из выделенных выше районов составлена циклограмма петрографических типов грубообломочного материала (рис. 2). Составлены также карты количественного содержания грубообломочного материала в осадках (в 10 л) и степени его окатанности. При обсуждении полученных результатов

сразу отметим, что позднечетвертичные и голоценовые осадки арктических и антарктических морей и океанов повсеместно содержат обломки горных пород, которые сейчас принято называть «донный каменный материал» (ДКМ). Этот материал имеет очень разнообразный состав, часто несвойственный океанам, разную степень окатанности и размерность. Его наличие в современных морях и океанах объясняется происходящими в позднем кайнозое процессами морской ледовой седиментации [1].

Изучение ДКМ Баренцева моря было начато в 20-х годах прошлого столетия М.В. Кленовой по сборам научно-промысловых и рыбацких судов, в результате сделаны два основных вывода: 1 – о слабом влиянии льдов на перенос крупнообломочного материала, 2 – «каждому элементу рельефа Баренцевоморской равнины... присущ своеобразный набор пород» [2]. Эти представления стал развивать В.Д. Дибнер [3]. На их основе он составил геологическую карту Баренцева моря. Эту идею подхватили В.Б. Хасанкаев [4] и другие исследователи Баренцева моря.

В 1976 г. сбор ДКМ при помощи драги и тяжелой трубы большого диаметра и его исследование по профилю п-ов Рыбачий – Земля Франца-Иосифа выполнен Г.С. Хариним и А.А. Красильщиковым [5] в 23-м рейсе НИС «Академии Курчатов». Было выявлено, что в составе ДКМ существенно преобладает обломочный материал, принесенный издалека льдами и айсбергами. Так, источником гранитов, гранито-гнейсов, амфиболитов, габброидов и других древних пород были кристаллические комплексы Балтийского щита. Но в центральной части профиля в районе Центрального Баренцевоморского плато и Центральной банки предположена возможность наличия коренных обнажений палеогена и мела. Здесь драгой и трубой были получены слабосцементированные алевролиты, возраст которых, по данным палинологического анализа 13 образцов, близок между собой и определен как альб-сеноманский.

Петрографический состав ДКМ показан на 8 циклограммах (рис. 2). Для большинства диаграмм (их 6) характерно значительное разнообразие петрографических типов горных пород, что свидетельствует об отсутствии связи с единичными коренными выходами на дне морей. Лишь 2 циклограммы, принадлежащие ДКМ районам Шпицберген Южный и арх. Земля Франца Иосифа включают только по 4 петрогенетических типа (но это объясняется малым количеством изученных образцов). Почти во всех районах в составе ДКМ преобладают алевролиты. Это мы объясняем их слабой устойчивостью при транспортировке льдами и дроблением больших образцов на многочисленные мелкие фрагменты. Подобные объяснения годятся и для многочисленных обломком сланцев, которые составляют значительную долю мелких фракций ДКМ.

Почти для всех выделенных районов в составах ДКМ имеются петрографические маркеры – типы горных пород, указывающие на место их происхождения, откуда они были доставлены льдами. Но, при этом, один и

тот же маркер отмечается в нескольких районах. Это свидетельствует о транзите его льдом из одного источника в разные районы. К таким маркерам относятся, например, коричневые (красноцветные) песчаники и фосфориты, развитые в пермских отложениях Северного острова Новая Земля. Из обнажений этого острова в районы СЗ окраины и центральной части Баренцева моря лед принес нижнедевонские известняки и доломиты грибовской свиты и черные сланцы. Такое же происхождение имеют и обломки гранитов. Но граниты района Печоры-Варандея отличаются от новоземельских. Они, очевидно, принесены речным льдом р. Печоры с Полярного Урала (хотя это предположение следует подтвердить данными петрохимии и геохимии).

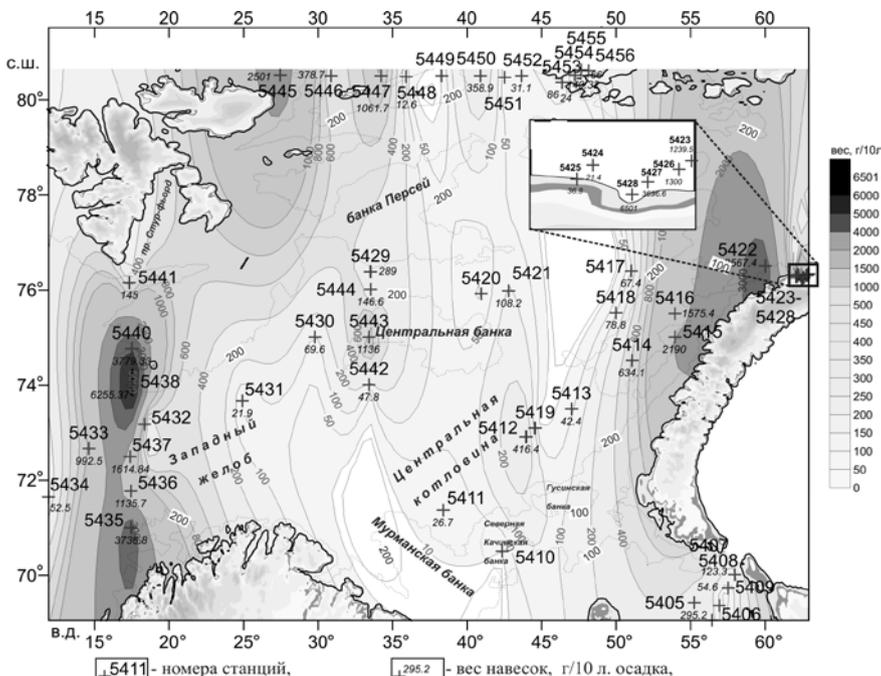


Рисунок 1. Оценочная карта распределения навесок грубообломочного материала в осадках по станциям в Баренцевом море.

Весьма разнообразен петрографический состав ДКМ Баренцева моря в районе Кольского полуострова. Маркером здесь являются пегматиты, пироксениты, граниты, диориты. Характерно, что кольские обломки пегматоидов присутствуют в составе ДКМ в районе о. Медвежий.

ВЫВОДЫ

I. Изучение грубообломочного материала Баренцева моря показало, что

ДКМ распространен неравномерно. Имеются аномальные полосовидные участки, содержащие до 5.5 кг ДКМ в 10 литрах осадка. Направления этих полос совпадают с направлением ледовых масс (ледников и льдов) от центров оледенения в сторону Северного Ледовитого океана. Петрографический состав ДКМ в разных районах Баренцева моря подвержен значительным колебаниям, но в целом он комплиментарен набору горных пород прилегающей суши и количественно обеспечивается размером экзарации и выносом материала ледником в район седиментации.

II. В этих районах в составе ДКМ имеются обломки пород-индикаторов, указывающих на источник их происхождения.

III. Грубообломочный материал ледового разноса носит следы переработки в водной среде, произведенной, вероятно, в межледниковые эпохи.

IV. В составе мелких фракций в большинстве изученных районах (центральной части Баренцева моря, Земли Франца-Иосифа, северо-западной части Новой Земли, Печоры, в Печоры-Варандея) существенно преобладают слабосцементированные алевролиты. Этот факт объясняется двумя причинами: 1 – эти породы легко дробятся и при транспортировке льдом и течениями в водной среде измельчаются, искажая истинное соотношение типов пород в ДКМ; 2 – в центральной части Баренцева моря на донных поднятиях и банках возможны коренные обнажения палеогеновых и меловых слабосцементированных алевролитов [7]. При низком уровне моря в плейстоцене здесь формировались баренцевоморские центры оледенения, откуда алевролиты размывались по акватории моря.

V. Учитывая большую мобильность ДКМ и разнообразный его состав, следует сделать заключение, что перспективы его использования для геологического картирования дна Баренцева и Печорского морей весьма ограничены.

Работа проводилась при поддержке гранта РФФ 14-27-00114.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 450 с.
2. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: АН СССР, 1960. 342 с.
3. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
4. Хасанкаев В.Б. Изучение каменного материала как источника информации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 1978. Т. 3. С. 118–120.
5. Харин Г.С., Красильников А.А. Состав и закономерности распределения донного каменного материала в Баренцевом море по профилю полуостровов Рыбачий – Земля Франца-Иосифа // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 33–41.

The coarse clastic material obtained at 45 stations in the 67th voyage of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh" was cleaned during the washing of modern sediments. The cyclograms of the distribution of petrographic types of rocks have been compiled, the set of which is mostly complimentary to the ground glacial centers, from where the glaciers and icebergs transported it to the Barents Sea.

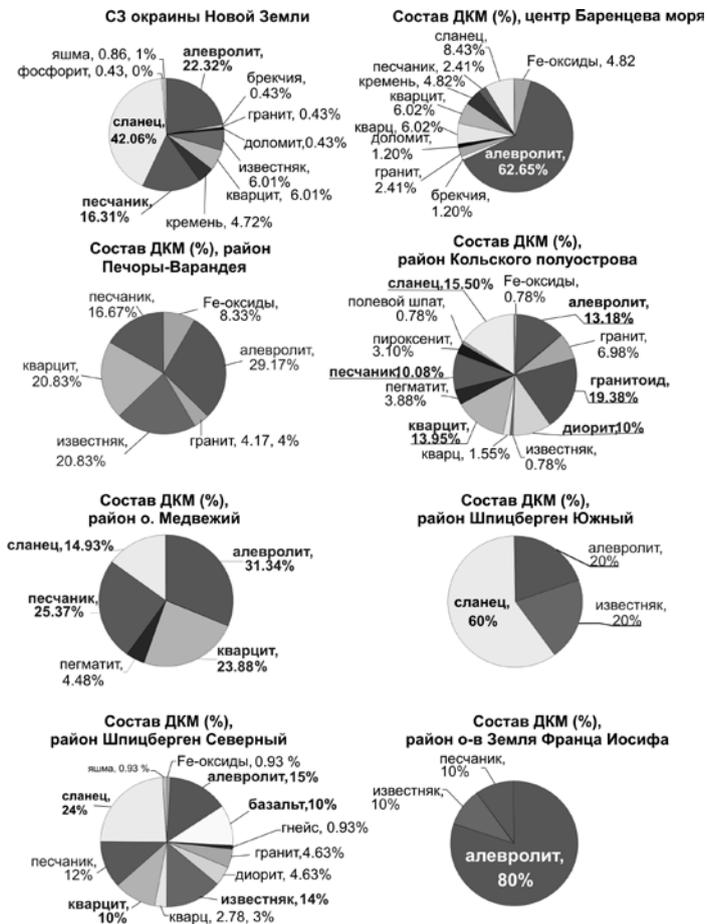


Рисунок 2. Циклограммы распределения петрографических типов грубообломочного каменного материала в голоценовых и позднечетвертичных осадках в выделенных районах Баренцева моря.

**Холмянский М.А.¹, Анохин В.М.^{2,3,4}, Карташев А.О.¹,
Владимиров М.В.⁵**

(¹ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, ²Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, ³Институт озерадения РАН, Санкт-Петербург, ⁴Российский государственный педагогический университет им. Герцена, Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru, ⁵Администрация Президента РФ, Пятигорск)

Характеристика типов криолитозоны Западно-Арктического шельфа России

**Kholmianskii M.A.¹, Anokhin V.M.^{2,3,4}, Kartashov A.O.¹,
Vladimirov M.V.⁵**

(¹Gramberg State Institute VNIIOkeaneologia, St. Petersburg, ²Saint-Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, ³Institute of Limnology RAS, St. Petersburg, ⁴Herzen State University, St. Petersburg, ⁵Administration of the President of the Russian Federation, Pyatigorsk)

Characteristics of the cryolithozone types of the West Arctic shelf of Russia

Ключевые слова: шельф, криолитозона, многолетнемерзлые породы, многолетнеохлажденные породы, разрез

На основании авторской интерпретации сейсмических и электроразведочных материалов и анализа опубликованной информации выделены типы криолитозоны западного арктического шельфа РФ и сделана оценка их динамики. Составлена карта типов криолитозоны шельфа Баренцева и Карского морей.

Строение субаквальной криолитозоны Западно-Арктического шельфа России изучено сейчас совершенно недостаточно. Учитывая все возрастающую техническую активность в этом регионе, понимание строения и разновидностей криолитозоны становится одним из важнейших условий рационального природопользования в Арктике.

Авторы в течение ряда лет проводили комплексные геолого-геофизические исследования в арктических морях. Результаты этих исследований легли в основу данной работы. В частности, были использованы результаты электроразведочных работ методом становления электромагнитного поля в ближней зоне (один из вариантов индукционных электромагнитных зондирований, основан на изучении неустойчившегося электромагнитного поля при ступенеобразном изменении тока). Первые успешные попытки применения этого метода в геокриологических целях были сделаны нами в проливе Дмитрия Лаптева в 1989 году. Установлено, что горизонт многолетнемерзлых пород (ММП) находит четкое отражение на кривых проводимости, что было подтверждено последующим бурением.



Рисунок. Карта типов криолитозоны шельфа Баренцева и Карского морей. 1 – однослойная криолитозона, представленная верхнеплейстоцен-голоценовыми отложениями; 2 – однослойные реликтовые многолетнемерзлые отложения; 3 – двухслойные реликтовые многолетнемерзлые отложения; 4 – трехслойная криолитозона, представленная голоценовыми и двухслойными реликтовыми, преимущественно многолетнемерзлыми породами; 5 – трехслойная криолитозона, представленная голоценовыми и двуслойными реликтовыми, преимущественно многолетнеохлаждёнными породами; 6 – талые посткриогенные отложения; 7 – мощность криолитозоны: числитель – верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, знаменатель – реликтовых многолетнемерзлых (многолетнеохлаждённых) пород; 8 – границы геокриологических районов

Для построения геокриологической карты проведена интерпретация всех имеющихся сейсмических и сейсмоакустических материалов, частично заверенных данными бурения. На проанализированных сейсмограммах криологические границы четко отражается на временном сейсмическом разрезе. По геофизическим и буровым данным кровля ММП залегает в диапазоне глубин от 20–30 м до 40–50 м ниже поверхности дна. Подошва залегает, вероятно, на глубине 70–100 м. Это, в целом, соответствует нашим данным по электроразведке.

Авторами также проведен анализ существующих геолого-геофизических, палеогеографических, палеоклиматических, геоморфологических и др. материалов по Западно-Арктическому шельфу России в части, касающейся строения криолитозоны, начиная с 1970 г. Материалы, в частности, включали данные бурения, каротажа и моделирования.

Основу карты, приведенной на рисунке, составляют типы геокриологического разреза, в которых в различных комбинациях участвуют слои многолетнемерзлых пород (ММП), многолетнеохлаждённых пород (МОП), принадлежащих к двум основным возрастным категориям – верхнеплейстоцен-голоценовой и реликтовой (сформировавшейся в континентальных условиях в доплейстоценовое время). Основные критерии для определения типа разреза – его характеристики, полученные в результате интерпретации сейсмических и электроразведочных материалов, детального площадного анализа палеогеографических и геоморфологических карт, небольшого объема буровых и каротажных данных и результатов сопоставления геокриологических особенностей шельфовых и наземных районов с близким типом криолитозоны.

Далее был проведен анализ состояния криолитозоны. Современное состояние слоя многолетнемерзлых и многолетнеохлаждённых пород

определяется, в первую очередь, глубиной залегания и общей их мощностью, температурой на поверхности, типом и литологическим составом отложений самой криолитозоны и вмещающих её пород.

Результаты анализа позволяют оценить состояние криолитозоны в разных частях района исследования как стабильное, или нестабильное, а также прогнозировать степень и позицию в разрезе оттайки криолитозоны в разных частях района исследования.

Выявлено устойчивое соответствие стабильного состояния мерзлой зоны равнинным возвышенным участкам рельефа (плато), а нестабильного, связанного с процессами растепления в верхней и нижней части мерзлой зоны – пониженным участкам рельефа (синеклизам и желобам). Т.о. выявлена частичная связь состояния мерзлой зоны с геоморфологической позицией (при необходимости более детального изучения данного вопроса).

Составленная карта криогенной геодинамики шельфа Баренцева и Карского морей может служить основой для дальнейших исследований в данном направлении.

On the basis of the author's interpretation of seismic and electro-prospecting materials and analysis of published information, the types of cryolithozone in the western Arctic shelf of the Russian Federation were singled out and their dynamics assessed. A map of the cryolithozone types of the shelf of the Barents and Kara Seas is compiled.

Элькина Д.В.^{1,2}, Пискарев А.Л.^{1,2}

(¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, e-mail: darielfly@gmail.com; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

Первые результаты палеомагнитных исследований четвертично-плиоценовых скоростей осадконакопления на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, Северный Ледовитый океан

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; ²St. Petersburg State University, St. Petersburg)

First results of paleomagnetic studies on the Quaternary-Pliocene sedimentation rates at the Mendeleev Rise, and Lomonosov Ridge (Arctic Ocean)

Ключевые слова: морские осадки, стратиграфия, скорость осадконакопления, палеомагнетизм, поднятие Менделеева, хребет Ломоносова.

Первые результаты палеомагнитных измерений по двум колонкам донных осадков, отобранным в районе поднятия Менделеева и на хребте Ломоносова в ходе рейсов НИС «Polarstern», показали, что действующие на двух поднятиях в плиоцен-четвертичное время скорости осадконакопления могли отличаться значительно. При этом для поднятия Менделеева подтверждаются низкие скорости в мм/в тыс. лет.

Скорости осадконакопления, действующие в районе центрального Арктического бассейна, до сих пор остаются дискуссионным вопросом, широко обсуждаемым в научном сообществе. Определение возраста донных морских осадков в Северном Ледовитом океане усложняется из-за их бедности биологическим материалом и применимости радиуглеродного метода только в пределах верхней части разреза, что в совокупности с неоднозначной интерпретацией палеомагнитных данных часто приводит к публикациям возрастных моделей, противоречащим друг другу. Более того, скорости осадконакопления, полученные для определенных морфоструктур центрального Арктического бассейна, часто без особых оснований 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.

Первые результаты палеомагнитных измерений двух трубок донных осадков длиной до 8 метров, одна из которых была отобрана в районе поднятия Менделеева, а другая на хребте Ломоносова (см. рисунок),

позволили охарактеризовать, а также сравнить условия седиментации, действующие на двух поднятиях в плиоцен-четвертичное время.

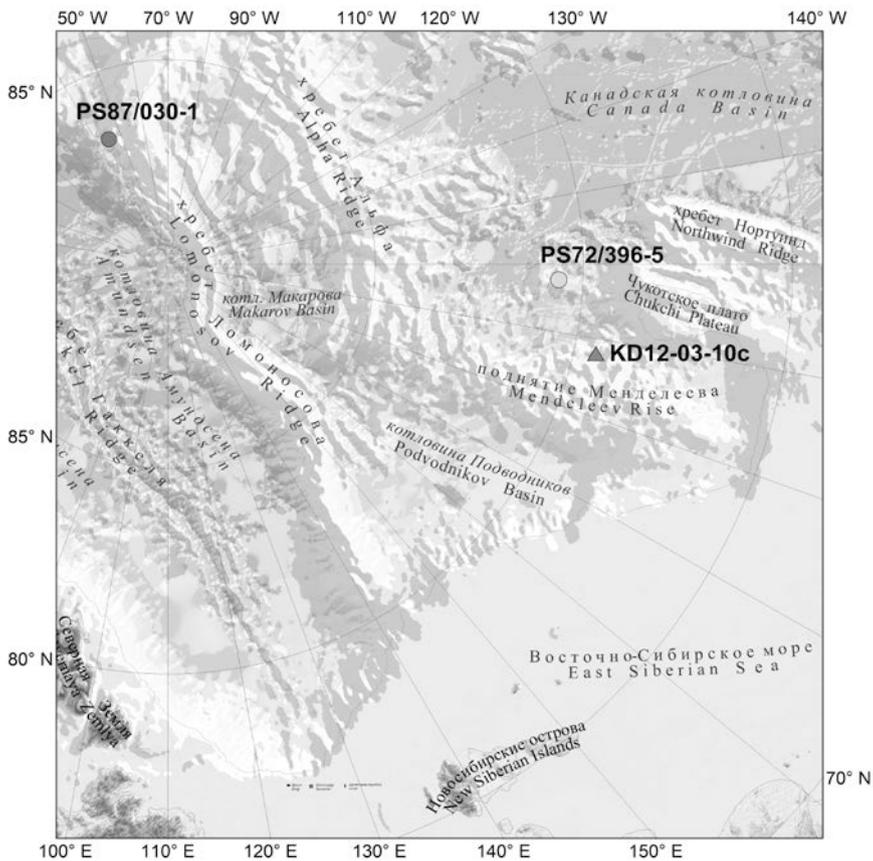


Рисунок. Схема расположения станций.

Отбор проб донных осадков стал возможным в рамках совместного исследования с Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), г. Бремерхафен, Германия. Колонка PS72/396-5 была извлечена на глубине 2772 метра в ходе экспедиции научного исследовательского судна «Polarstern» в 2008 г. [1]. Колонка PS72/023-1 была отобрана в ходе рейса НИС «Polarstern» 2014 г., в районе хребта Ломоносова, на глубине 2444.8 м [2]. Длина колонок PS72/396-5 и PS87/023-1 составляет 7.87 м и 6.98 м соответственно. Для отбора использовались динномерные пробоотборники типа u-channel, которые вдавливались по всей длине метровых секций, на которые были разделены колонки, в

ненарушенный осадок.

Пробы измерялись на оборудовании ресурсного центра Научного парка «Геомодель» на базе Санкт-Петербургского государственного университета. Измерения естественной остаточной (ЕОН) намагниченности проводились при помощи СКВИД-магнитометра SRM-755, производство 2G Enterprises, США. Далее было выполнено ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем вплоть до 160 мТл с шагом от 5 до 20 мТл.

Согласно предварительным результатам измерений PS72/396-5 положительные наклонения сохраняются вплоть до глубины около 120 см, где происходит резкий переход на отрицательные наклонения, превалирующие вплоть до 360 см. После этого уровня наклонения переходят в положительные и сохраняются вплоть до конца колонки. Уровень резкой смены наклонений с положительных на отрицательные на глубине 120 см в колонке подтверждается также результатами размагничивания. В результате уровень рассматривается как граница смены полярности геомагнитного поля хронов Брюнес-Матуяма, имевшей место 780 тыс. лет назад [3]. Эта граница уже была прослежена на похожих глубинах и в других колонках, отобранных в районе поднятия Менделеева, в частности по 8 колонкам, отобранных в 2000 г. в ходе рейса НИС «Академик Федоров» [4], и по колонке KD12-03-10с [5–6], отобранной в 2012 г. [7].

Колонка PS87/023-1, отобранная на хребте Ломоносова, в отличие от колонок поднятия Менделеева показывает переход к отрицательным наклонениям только на уровне 330 см, при этом процент положительных промежутков в отрицательном интервале довольно высок.

Таким образом, предварительный анализ результатов палеомагнитного изучения двух колонок выявляет то, что в течение Плиоцен-Четвертичного времени скорости осадконакопления, как и геологическая обстановка на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова могли значительно отличаться. При этом для поднятия Менделеева подтверждаются низкие скорости в мм/в тыс. лет.

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. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.
2. 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.

3. Поспелова Г.А. Геомагнитные экскурсии // Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли Российской Академии Наук. М., изд-во ИФЗ РАН. 2004. С. 44-55.
4. Пискарев А.Л., Андреева И.А., Гуськова Е.Г. Палеомагнитные данные о скорости осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 694–704.
5. Пискарев А.Л., Элькина Д.В. Скорость плиоцен-четвертичного осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый Океан) по данным палеомагнитного изучения колонок донных осадков // Каротажник. 2014. Т. 239. № 5. С. 3–16.
6. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
7. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Two sediment cores collected during RV Polarstern cruises from the Mendeleev Rise and Lomonosov Ridge have subjected to paleomagnetic studies. Preliminary results have shown that sedimentation rates could be dramatically different on these two structures in the Pliocene and Quaternary. Nevertheless, for the Mendeleev Rise, new data have provided evidence that the sedimentation rates can be characterized as low i.e. mm kyr⁻¹.

**Kruglikova S.B.¹, Anderson O.R.², Bjorklund K.R.³,
Petrushevskaya M.G.⁴, Matul A.G.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: kruglikovash@gmail.com; ²Lamont -Doherty Earth Observatory Columbia University, New York City, USA; ³Natural History Museum, Department of Research and Collections University of Oslo, Norway; ⁴Zoological Institute Russian Academy of Sciences, St. Petersburg)

Morphologic variability within *Actinomma* skeletons in the Arctic Ocean: Intense speciation or morphogenesis?

**Кругликова С.Б.¹, Андерсон О.Р.², Бьерклунд К.Р.³,
Петрушевская М.Г.⁴, Матуль А.Г.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ²Lamont -Doherty Earth Observatory Columbia University, New York City, USA; ³Natural History Museum, Department of Research and Collections University of Oslo, Norway; ⁴Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия)

Морфологическая варибельность скелетов *Actinomma* в Арктике: интенсивное видообразование или морфогенез?

Key words: the Arctic, modern ecosystem, radiolaria *Actinomma*, dominance, variability, intense speciation, morphogenesis?

Ключевые слова: Арктика, современная экосистема, радиолярии *Actinomma*, доминирование, варибельность, интенсивное видообразование, морфогенез?

Extensive studies of the radiolarian genus *Actinomma* specimens from the Central Arctic Basin revealed their high morphological variability. Finding of new species and morphs of this genus in radiolarian assemblages of the extremely young modern Arctic ecosystem, especially in areas close to the North Pole, can indicate unusually rapid ecological and evolutionary changes within this fauna after its invasion of the Arctic Ocean.

Based on our previous studies we can conclude that the current polycystine species of the Arctic Ocean essentially originated and migrated there from the Greenland–Iceland–Norwegian basin just after the Pleistocene–Holocene border, or during the Early Preboreal. This was the time when the warm Atlantic water entered, and radiolarians colonized the Arctic Ocean. [1–3] The polycystine fauna of the Arctic Ocean is different from the faunas of all other areas of the World Ocean not only in its low diversity and abundance, but also, above all, in the extremely high dominance of species belonging to the two families Actinommidae and Cannobotryidae. This constellation cannot be observed in any other part of the World Ocean [4]. Members of the order Spyrida are widely distributed in the North Pacific and its marginal seas, but are absent in the present Arctic fauna. Species of the suborder Discoidea, which are usually rather abundant in other areas of the World Ocean, are either absent (excluding *Sporodiscus glacialis*) or even less abundant in the Arctic Ocean than in the

Norwegian Sea, where they are rare.

Normally the construction of polycystine radiolarian skeletons are extremely manifold, the specific and generic features are numerous, firm and are successfully distinguished. Common individual undirected non-inheritable variability of polycystine radiolarians is usually not wide, thus the species is a stable morphotype.

Studies of many specimens of the genus *Actinomma* revealed that in the Central Arctic Basin there is a great skeletal variability within this genus. New species of this genus that are endemic to the Arctic Ocean [5] have been found, as well as a large group of similarly looking, not yet described forms, with a very variable morphology (endemic?). These forms we suggest as evidence of an intense speciation or morphogenetic processes in areas of the Arctic Ocean, especially close to the North Pole. Therefore, at present a considerable proportion of the Actinommidae radiolarian species should be attributed only as *Actinomma* spp.

Taking into account the extremely young age of the modern Arctic ecosystem, the rich morphological variability of polycystine radiolarians indicate to us unusually rapid ecological and evolutionary changes within this fauna after its invasion of the Arctic Ocean. Similarly there is a high degree of ecological plasticity in the changing environmental conditions. No other group of Polycystina in the Arctic Ocean and the Marginal Arctic Seas exhibit such a high level of skeletal variability.

Our morphological studies of the Arctic Ocean actinommid have exposed to us some new peculiarities of the structure of the medullary shells. Our studies do show that not only the cortical shells are important in distinguishing their morphology. Similar differences in structure 2 and morphology is also observed in the medullary shells. At present we can conclude that the least variability is observed in the smallest and innermost shell, the microspherule. Morphological data that we now have available clearly suggest that the taxonomy of the Actinommidae is ready for an emendation.

This study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project numbers 97-05-65685a, 01-05-64478a, 06-05-64810a and 13-05-00913a; the Royal Research Council of Norway (1995, 2000, 2007); the Nansen Foundation of the Norwegian Academy of Sciences (1998, 2005); and the Natural History Museum, University of Oslo (2006). We are grateful for the support of the Centre for Ice, Climate and Ecosystems (ICE) at the Norwegian Polar Institute, which has provided biological data samples and generous encouragement and hospitality provided by Turid Axelsen during Svetlana B. Kruglikova's research visits to Norway. We are grateful to PhD Zaslavko D.N. for her many years help in this work and to all colleagues from Institute of Oceanology.

References

1. Bjorklund K.R., Kruglikova S.B. Polycystine Radiolarians in Surface Sediments in the Arctic Ocean Basins and Marginal Seas// *Mar. Micropaleontol.* 2003. V. 49. P. 231–273
2. Kruglikova S.B., Bjorklund K.R., Zas'ko D.N. The Distribution of Polycystina (Euradiolaria) in Bottom Sediments of the Arctic Ocean and Marginal Seas // *Dokl. Akad.Nauk.* 2007. V. 415. № 2. P. 281–285.
3. Kruglikova S.B., Bjorklund K.R. Invasion of the Modern Polycystina (Euradiolaria) into the Arctic Ocean: Paleocological Aspects // *Russian Journal of Biological Invasions.* 2010. V. 1. № 2. P. 103–109.
4. Kruglikova S.B. Radiolaria-Polycystina from the bottom sediments of the World Ocean as bioindicators of environmental fluctuations // *Moscow: GEOS,* 2013. 231 p.
5. Kruglikova S.B., Bjorklund K.R., Hammer O., Anderson O.R. Endemism and speciation in the polycystine radiolarian genus *Actinomma* in the Arctic Ocean: Description of two new species *Actinomma georgii* n. sp. and *A. turidae* n. sp. // *Marine Micropaleontology.* 2009. V. 72. P. 26–48.

Исследование множества экземпляров радиолярий рода *Actinomma* показало, что в Центральном Арктическом бассейне наблюдается их высокая морфологическая вариабельность. Находки новых видов и форм этого рода в комплексах молодой современной Арктической экосистемы, особенно вблизи Северного Полюса, могут указывать на необычайно быстрые эколого-эволюционные изменения этой фауны после ее инвазии в Северный Ледовитый океан.

Thiede J.

(Köppen-Laboratory, Institute of Earth Science, Saint Petersburg State University; e-mail: jthiede@geomar.de)

Mysteries of the Cenozoic Arctic Ice Covers: Things to be done; a challenge to the international polar science community!

Key words: Arctic Ocean, Cenozoic ice covers, sea ice, ice shelves, IRD record

The vagueries of the Cenozoic Arctic ice cover history have the potential of contributing to our understanding of future environments. This may have implications for the socio-economic conditions of all of mankind, but in particular also for the societies inhabiting high northern latitudes. Ice in the Arctic and its „history“ may have important applied aspects for the high northern latitude hydrocarbon industry and its complex infrastructures. Climatic conditions during the young geologic past were occasionally warmer than today; the climate has a „memory“ and such conditions might offer analogues for what may be in store for the future of all of us.

The Arctic sea ice cover owes its existence to the geographical polar position of the Arctic Ocean, its oceanographic and climatic isolation with its small solar/seasonal insolation and hence cold temperatures, as well as its interaction with the continental hinterlands. From modern observations, we know that the Arctic sea ice cover is presently shrinking; the year 2016 was the warmest one during the recent past and we will probably experience increasingly open waters in the central Arctic Ocean in the near future.

Even though the mid-nineteenth-century scientists speculated that the modern central Arctic Ocean may be ice-free, we know since F. Nansen's famous expedition on FRAM (the first purpose built research vessel ever) 1893–1896 that it is presently almost completely covered by sea ice. One hundred years later a new generation of dedicated polar research vessels exists (and new ones are under development). The International ARCTIC Expedition of the Swedish ODEN and the German POLARSTERN reached the North Pole in early September 1991.

It is now clear that the influx of fresh water from the North American and in particular the Eurasian rivers have a major impact. The past years of intensive stratigraphic studies of sediment cores from the Arctic Ocean have revealed many new data of changes of the Cenozoic (mainly Quaternary) Arctic Ocean ice cover through time. Our understanding of its increasingly complex history is growing and contradicts established text-book knowledge in many ways.

Geological records from Tertiary and Quaternary terrestrial and oceanic sediment sequences have documented the presence of ice caps and sea ice covers on the Southern and Northern hemispheres since Eocene times, approx. since 48 Ma, far longer than previously assumed. While the situation on the Southern hemisphere with the Antarctic ice sheet and the surrounding Southern Ocean sea ice covers is relatively simple, the question of nature, extent and duration of

Cenozoic ice covers in the Arctic is complex and much more difficult to resolve. The existence of large continental ice sheets in North America and northwestern Eurasia is fairly well established for the late Quaternary, but the history of Northern hemisphere glaciations in previous times is highly complex, mainly because of the geographic physiography of the distribution of continents, shelves and deep-sea basins. Deep-sea drilling in the Norwegian-Greenland Sea and in the adjacent Arctic Oceans has shown (this may be revised in the future) that northern Hemisphere glaciations reach further back in time than in and around Antarctica, but it remains an enigma how far back in time and where early continental ice sheets developed, where ice shelves could exist, how frequently and when the early Arctic Ocean sea ice covers developed.

Early observations from northernmost Siberia vaguely indicated that Cenozoic northern hemisphere glaciation reached back into the Miocene. This assumption could be confirmed by the activities of the deep-sea drilling project. The drill sites around Greenland proved that ice-bergs were present in this area since Paleogene times. The JOIDES RESOLUTION was the first scientific drilling vessel which succeeded to enter the Arctic Ocean. A most spectacular record of ice-rafted fine- and coarse grained terrigenous materials has been obtained by the IODP Expedition 302 in 2004 when a flotilla of three ice breakers reached a position on Lomonosov Ridge very close to the North Pole (a new one is planned for 2018). The precise age of the onset of ice-rafting in the Late Eocene sediments is still a subject of debate, but it is clear that this happened much earlier than assumed hitherto (apparently also earlier than the onset of Antarctic glaciation). The presence of the coarse grained ice-rafted sediment components suggest the occurrence of ice-bergs originating from glaciers or ice-shelves which reached into the ocean. Proxies such as IP₂₅ for spring sea ice cover and alkenone-based summer sea-surface temperatures > 4 °C suggested that the central Arctic was only seasonally ice-covered during the Late Miocene. The same applies to Upper Cretaceous biosiliceous laminated sediments which had been collected many years ago from Alpha Ridge.

What triggered the onset of northern hemisphere glaciations during the Paleogene? This question leaves room for speculations, but the idea of seeking a relationship between paleogeography, tectonism to the origin and history of continental drainage systems and Arctic paleoenvironments is by no means new. It is tempting to link the onset of northern hemisphere glaciation to the plate tectonic processes occurring at the southern margin of the Eurasian Plate resulting in the generation of a northward flowing drainage system emptying into the Arctic Ocean.

The past years of intensive stratigraphic studies of sediment cores from the Arctic Ocean have revealed many new data of changes of the Cenozoic Arctic Ocean ice cover through time. Our understanding of its increasingly complex history is growing and contradicts established text-book knowledge. No question: The Late Mesozoic and Early Tertiary Arctic Ocean was ice-free at times.

Nobody knows where and precisely when or why the onset of Cenozoic Northern Hemisphere glaciation occurred, but certainly much earlier than believed up to now! Urgent research needs comprise of systematic future Arctic deep-sea drilling with good areal coverage based on solid and detailed site surveys and a resolution of Siberian river histories. They will also involve a courageous young generation of polar geoscientists because to resolve this exciting period of northern hemisphere paleoenvironmental history will take decades, but the „old“ Arctic Ocean’s history should not continue to be a no-mans land. It is politically and economically too important!

***НЕФТЬ И ГАЗ НА ДНЕ МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ***

***OIL AND GAS IN THE SEAS AND
OCEANS***

Баренбаум А.А.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru)

Балансовая оценка скорости образования аквамариновых метаногидратов

Varenbaum A.A.

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow)

Balance estimation of rate formation of marine methanohydrates

Ключевые слова: биосферная концепция нефтегазообразования, круговорот углерода и воды, аквамариновые метаногидраты.

Балансовым методом, основанным на биосферной концепции нефтегазообразования, оценена скорость образования аквамариновых метаногидратов и уточнено их количество. В расчете использованы данные содержания углерода в атмосфере для последних 75 лет.

Введение. В работах [1–3] автор отмечает, что в проблеме происхождения нефти и газа в настоящее время происходит научная революция. На смену более 100 лет конкурировавшим в нефтегазовой геологии гипотезам биогенного и абиогенного нефтидогенеза сегодня пришла новая нефтегазовая парадигма – биосферная концепция нефтегазообразования [4]. Данная концепция вскрывает центральную роль в образовании нефти и газа биосферного цикла круговорота углерода через земную поверхность с участием метеогенных вод и приводит к выводу, что нефть и газ являются «неуничтожимыми» полезными ископаемыми нашей планеты, пополняемыми в ходе разработки их залежей [4], а сами залежи – это крупные подземные ловушки восстановленного углерода, представленного нефтью, газом, а также метаногидратами.

98% метаногидратов залегают на дне Мирового океана, главным образом, на континентальных склонах и шельфе материков. Неравномерность их залегания создает трудности при оценке в метаногидратах количества УВ. По разным подсчетам они могут содержать от $\sim 10^{18}$ [5] до $\sim 10^{20}$ г CH_4 [6]. Последнее значение в десятки раз превышает запасы УВ в обычных залежах нефти и газа.

Согласно биосферной концепции [4] аквамариновые газогидраты образуются в основном из водорастворимого CO_2 , поступающего с подземным стоком вод с континентов под дно океана [7]. Процесс их образования антропогенный [8] и во многом определяется современными объемами добычи нефти, газа и угля.

В настоящей работе с позиций биосферной концепции балансовым методом оценена скорость образования метаногидратов в современную

эпоху.

Биосферная концепция. Суть концепции поясним на основе теоретической модели [4]. Модель связывает генерацию УВ в недрах с циркуляцией углерода через земную поверхность в трех главных циклах его круговорота. Наиболее длительный цикл $\sim 10^9$ лет вызван погружением углеродсодержащих пород при субдукции литосферных плит. Второй цикл $\sim 10^6$ лет обусловлен захоронением органического вещества (ОВ) и карбонатных осадков при осадконакоплении. И третий – биосферный цикл ~ 40 лет, связан с круговоротом углерода в биосфере, включая ее подземную часть, с участием метеогенных вод.

Все циклы связаны и происходят так, что над поверхностью, играющей роль геохимического барьера, углерод преимущественно циркулирует в виде CO_2 . Однако под поверхностью большая часть CO_2 , а также ОВ преобразуются в УВ, которые из-за плохой растворимости в воде формируют собственные скопления.

Модель сводится к решению системы уравнений первого порядка:

$$\begin{aligned} \frac{dn_1}{dt} + \frac{n_1}{\tau_1} &= \alpha_{12}n_2 + \alpha_{13}n_3 + Q(t); \\ \frac{dn_2}{dt} + \frac{n_2}{\tau_2} &= \alpha_{21}n_1 + \alpha_{23}n_3; \\ \frac{dn_3}{dt} + \frac{n_3}{\tau_3} &= \alpha_{31}n_1 + \alpha_{32}n_2, \end{aligned} \quad (1)$$

где n_1, n_2, n_3 и τ_1, τ_2, τ_3 – соответственно масса углерода и его время жизни в каждом из трех циклов; $Q(t)$ – функция поступления углерода на поверхность; α_{ij} – константы обмена углеродом между циклами, которые обеспечивают баланс потоков углерода на нисходящей и восходящей ветви его круговорота

Из решения (1) следует [4], что в состоянии равновесия системы ($t \rightarrow \infty$) подвижный углерод перераспределяется по всем трем циклам круговорота в соответствии с их τ_i , то же самое происходит и внутри биосферного цикла.

Факты свидетельствуют (рис. 1), что геохимический круговорот углерода на Земле находится в устойчивом динамическом равновесии. В этом состоянии система выводит из биосферного цикла излишки углерода и фиксирует их на ограниченное время τ_{1i} в неких «резервуарах». Такими резервуарами углерода на поверхности Земли, прежде всего, являются: воды Мирового океана, живое вещество, атмосфера и почвы-илы, а под поверхностью – ловушки УВ в виде крупных скоплений нефти, газа и аквамариновых метаногидратов.

Условием равновесия геохимической системы является требование:

$$n_i/\tau_i = C = \text{const}, \quad (2)$$

где n_i и τ_i – количество углерода и его время жизни в i -резервуаре, C – скорость круговорота углерода в биосферном цикле. Величина C определяется скоростью циркуляции вод Мирового океана через срединные океанические хребты и в пересчете на CO_2 составляет $C = (2.7 \pm 0.1) \cdot 10^{17}$ г/год [4].

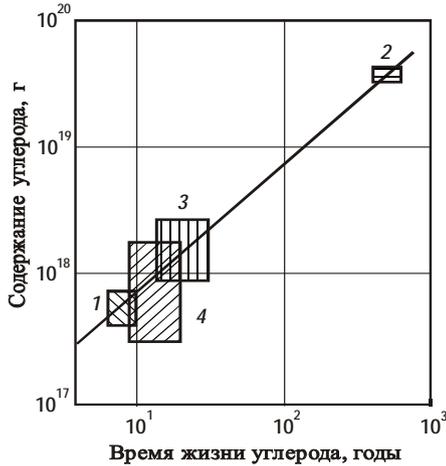


Рисунок 1. Сопоставление содержания подвижного углерода биосферы и времени его жизни в основных резервуарах на поверхности: атмосфера (1), Мировой океан (2), живое вещество (3), почвы-илы (4); прямоугольники – разброс оценок по литературным данным; наклонная линия – скорость круговорота углерода

Балансовый метод. Вследствие производственной деятельности людей на Земле сегодня происходит интенсивное образование УВ [4]. Извлекая из недр нефть, газ и уголь и сжигая их на поверхности, человек нарушает равновесие между циклами углерода, сложившееся за многие миллионы лет. В результате большая масса углерода из циклов с $\sim 10^6$ и $\sim 10^9$ лет поступает в ~ 40 летний цикл. В виде CO_2 он попадает в атмосферу и затем в ходе биосферного цикла распределяется по другим резервуарам как над, так и под поверхностью.

Динамика этого процесса изучена лишь для атмосферы (рис. 2). В частности, в послевоенное время содержание CO_2 в атмосфере выросло с 310 ppm (1950 г.) до 387 ppm, т.е. увеличилось на $\approx 25\%$ отн., что дает среднюю скорость роста общего содержания углерода $\sim 2 \cdot 10^{15}$ г/год.

Отметим также, что рис. 2 отражает рост CO_2 за счет многих возможных причин: дегазации недр, деятельности вулканов, выброса CH_4 при оттаивании мерзлотных пород и гниения в болотах, изменения солнечной

активности и др.

Но все же наибольший вклад в этот рост дает потребление углеродных топлив. Сегодня в мире добывают $\sim 7 \cdot 10^{15}$ г/год ископаемого углерода в виде нефти, газа и угля. При их сжигании в атмосферу ежегодно выбрасывается $\sim 2.6 \cdot 10^{16}$ г CO_2 , что, по-видимому, на порядок больше, чем в результате других процессов.

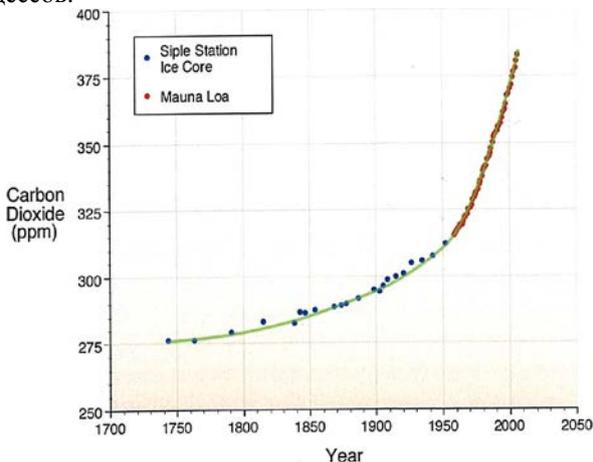


Рисунок 2. Содержание CO_2 в атмосфере в последние 300 лет

Результативная часть. Подчеркнем, что CO_2 из атмосферы прежде всего переходит в воды Мирового океана и в наземные экосистемы (растительность). А тот CO_2 , который они поглотить не могут, опускается под поверхность, где участвует в формировании скоплений УВ. По данным [9] Мировой океан и экосистемы ежегодно поглощают соответственно 2.4 ± 0.3 и 0.7 ± 1.0 Гт углерода.

Тем самым, под поверхность поступает как минимум $7.0 - (2 + 2.4 + 0.7) \sim 2 \cdot 10^{15}$ г/год углерода, который в основном образует метаногидраты [6].

Допустим, что для последних 75 лет распределение углерода в биосфере удовлетворяло уравнению (2). Тогда приросты масс углерода в атмосфере и в метаногидратах будут связаны условием: $\Delta n_a / \tau_a = \Delta n_r / \tau_r$.

Отсюда, прирост массы метаногидратов найдем как

$$\Delta n_r = \Delta n_a (\tau_r / \tau_a) \quad (3)$$

Значения Δn_a и τ_a возьмем из наблюдений. Согласно (рис. 1) время жизни и масса углерода в атмосфере составляют $\tau_a \sim 6$ лет и $n_a \sim 6 \cdot 10^{17}$ г. При этом за последние 75 лет величина n_a возросла (рис. 2) на $\Delta n_a = 6 \cdot 10^{17} \cdot 0.25 = 1.5 \cdot 10^{17}$ г.

Время τ_r не известно, однако его величину можно определить по графику (рис. 1) на основании имеющихся оценок массы аквамаринных

метаногидратов. В виду большого разброса оценок n_r , примем их крайние значения: $\sim 10^{18}$ [5] и $\sim 10^{20}$ г CH_4 [6]. В первом случае по графику (рис. 1) найдем $\tau_r \sim 14$ лет, а во втором ~ 1400 лет. В результате получим прирост Δn_r массы метаногидратов в Мировом океане за последние 75 лет в пределах от $\sim 3.5 \cdot 10^{17}$ до $\sim 3.5 \cdot 10^{20}$ г.

Много это или мало зависит от принятого значения n_r . В первом случае темп их образования составит $\sim 4.7 \cdot 10^{15}$ г/год, а во втором – в 1000 раз больше. Первое значение вполне соответствует темпу добычи углеродных топлив, подтверждая заключение [8], что образование метаногидратов сегодня носит антропогенный характер, тогда как второе – на наш взгляд, завышено и маловероятно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренбаум А.А. Научная революция в проблеме происхождения нефти и газа. Новая нефтегазовая парадигма // Георесурсы. 2014. № 4(59). С. 9–15.
2. Баренбаум А.А. Современное нефтегазообразование как следствие круговорота углерода в биосфере // Георесурсы. 2015. № 1(60). С. 46–53.
3. Баренбаум А.А. О возрасте нефти в залежах // Георесурсы. 2017. Т. 19. № 1. С. 30–37.
4. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ, 2010. 544 с.
5. Соловьев В.А. Природные газовые гидраты как потенциальное полезное ископаемое // Российский хим. журн. 2003. Т. 47. № 3. С. 59–69.
6. Якуцени В.П., Петрова Ю.П., Суханов А.А. Нетрадиционные ресурсы углеводородов – резерв восполнения сырьевой базы нефти и газа России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. http://www.ngtp.ru/9/11_2009.pdf.
7. Баренбаум А.А. О возможной связи газогидратов с субмаринными подземными водами // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 5. С. 620–625.
8. Баренбаум А.А. Антропогенное нефтегазообразование на дне морей и океанов // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конф. (школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС. 2007. С. 87–89.
9. Бурков В.Д., Крапивин В.Ф., Шалаев В.С. Сбалансированная модель глобального биогеохимического круговорота углерода // Лесной вестник. 2012. Т. 9. С. 86–94.

Using the balance method based on the biosphere concept of oil and gas formation, the rate formation of the aquamarine methane-hydrates is estimated and their amount is clarified. The calculation used the data of the carbon content in the atmosphere for the last 75 years.

Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, e-mail: oleg_batalin@mail.ru)

Новая концепция образования нефти – главный способ формирования залежей

Batalin O.Yu., Vafina N.G.

(Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

New concept of oil formation – the main way of hydrocarbon field formation

Ключевые слова: формирование залежей, восходящий углеводородный поток, фазовые превращения, АВПД, микротрещиноватость, миграция

На примере Уренгойского многопластового месторождения показано, что нефтяные компоненты переносятся восходящим газовым потоком и что, когда поток достигает зоны низкого давления, конденсируется жидкость, обладающая свойствами нефти. Состав газовых залежей, образованных потоком, постепенно облегчается из-за осаждения тяжелых компонентов. Соответствие между рассчитанными свойствами флюидов и фактическими данными доказывает конденсационный механизм образования углеводородных месторождений.

На примере Уренгойского многопластового месторождения мы выявили основной механизм формирования залежей. Продемонстрировано, что месторождения нефти и газа образуются в результате фазового разделения восходящего углеводородного потока при достижении зоны пониженных давлений. Показано, что восходящий поток генерируется газами вторичной деструкции керогена (используются, в том числе, данные по сверхглубоким скважинам СГ-6 и СГ-7). Нефтяные компоненты, образованные ранее при первичной деструкции, растворяются в газе, характеризующимся высоким давлением. Транспортировка нефтяных компонентов в газовом потоке обеспечивает естественное объяснение нерешенных вопросов нефтяной геологии, касающихся миграции и формирования залежей. Неизбежное возникновение восходящего углеводородного потока в достаточно глубоких осадочных бассейнах и его активность в течение длительного периода времени приводит к образованию большого объема нефти на глубине конденсации. Все это дает основание рассматривать перенос нефтяных компонентов газовым потоком в качестве основного способа формирования нефтяных месторождений. Результаты исследований, опубликованные в Scientific Reports [1], изменяют традиционные представления о механизме и этапах формирования углеводородных залежей. Соответственно требуется пересмотр многих важных положений, алгоритмов и методов, лежащих в основе бассейнового моделирования. Приведем основные принципы нового подхода.

А. Проблемы теории. Классическая органическая теория не дает ясного объяснения процесса миграции. Проблемы возникают из-за того, что продукты деструкции керогена содержит очень много асфальтенов и смол почти на всем протяжении деструкции. Образующаяся жидкость не способна мигрировать в породах из-за высокой вязкости и сильной адгезии с поверхностью. Кроме этого, как известно, нефтематеринские породы имеют очень низкую проницаемость. На сайте Американской ассоциации нефтяных геологов прямо говорится: “Migration of hydrocarbons is a little-understood but critical process of the petroleum system” (<http://wiki.aapg.org/Migration>). Не понятны факторы первичной миграции и форма переноса углеводородов во вторичной миграции [2]. Непонимание сути миграционных процессов приводит к тому, что до сих пор продолжаются дискуссии сторонников органической и абиогенной теорий. Это не случайно: путь углеводородов от предполагаемых нефтематеринских пород до залежи не прослеживается - поэтому можно предполагать любой источник углеводородов. Как известно, с определенной вероятностью пути миграции определяют по косвенным признакам [3, 4], однако, природу миграционных процессов это не раскрывает.

В. Восходящий поток. На этапе первичной деструкции керогена поровое давление может приближаться к литостатическому только в случае необычно низкой проницаемости пород. На следующем этапе, при трансформации нефтяных углеводородов в газ (вторичная деструкция), поровое давление быстро достигает литостатического [5]. При коэффициенте АВПД 1.6–2.1 возникает микротрещиноватость нефтематеринских пород, обеспечивающая возможность миграции. Газы вторичной деструкции характеризуются высоким давлением, в результате чего нефтяные углеводороды растворяются в них [6]. Образуется восходящий поток, транспортирующий нефтяные компоненты на меньшие глубины. Поток захватывает преимущественно легкие фракции, что объясняет, почему содержание асфальтенов и смол в нефтяных месторождениях много ниже, чем в продуктах деструкции керогена [7]. В случае Уренгоя, по данным Тюменской (СГ-6) и Ен-Яхинской (СГ-7) скважин, восходящий поток возникает в интервале 5–6 км.

С. Транспортировка нефтяных компонентов газовым потоком, естественным образом объясняет первичную и вторичную миграцию. Трудности с первичной миграцией возникают, если предположить, что нефть с самого начала мигрирует как жидкость. Если же нефтяные компоненты мигрируют в газовой фазе, подобные проблемы отсутствуют. Генерация газов вторичной деструкции ведет к высокому давлению, приближающемуся к литостатическому. При таком давлении нефтяные компоненты хорошо растворимы в газе [8]. В нефтематеринских породах газ непосредственно контактирует с жидкими углеводородами, поэтому он

быстро насыщается ими. Миграция газа вместе с нефтяными компонентами через микротрещины (первичная миграция) и последующая вторичная миграция в породах, или по трещинам не является проблемой из-за высокой подвижности газа. Перенос нефтяных компонентов происходит в газовой фазе, то есть, нефть не мигрирует в форме жидкости. Поэтому нет следов остаточной нефтенасыщенности. Нефть начинает мигрировать как жидкость только после того, как она сконденсируется из потока.

Д. *Нефть, как жидкость* с известным составом и свойствами, появляется в момент конденсации из восходящего углеводородного потока. Есть два основных этапа. Сначала нефтяные углеводороды, рассеянные в нефтематеринских породах, растворяются в потоке газа. Преимущественно растворяются более легкие. Второй этап связан с конденсацией из потока. В нефть конденсируются преимущественно более тяжелые фракции. На рисунке приведено сопоставление расчетных и фактических данных для кривой разгонки нефти пласта БУ₁₄ Уренгоя. Наблюдается хорошее согласие, свидетельствующее о том, что нефть получается в результате конденсации жидких компонентов из восходящего углеводородного потока.

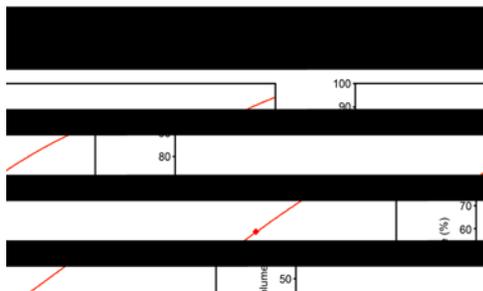


Рисунок. Разгонка дегазированной нефти пласта БУ₁₄ Уренгоя. Кривая – результаты расчета, точки – фактические данные.

Е. *Формирование нефтяного месторождения* начинается с конденсации микрокапель жидкости. Нефть концентрируется внизу ловушки, образуя нефтяную оторочку, газ сверху. Затем нефтяная оторочка будет отодвигаться вниз увеличивающимся объемом газовой шапки до тех пор, пока ловушка не заполнится. После чего нефть, как жидкая фаза, начнет мигрировать латерально и вверх, наполняя соседние ловушки.

Ф. *Облегчение состава углеводородного потока.* С уменьшением глубины “жидкие компоненты” конденсируются из потока. Образуются газоконденсатные залежи, в которых последовательно уменьшается содержание компонентов C₅₊ (с 400 до 100 г/м³), понижается температура конца кипения конденсата, увеличивается содержание легких фракций.

Г. *Нефте- и газоносные бассейны* являются результатом

последовательных этапов единого эволюционного процесса. Сначала в бассейне появляются газовые залежи с небольшими оторочками. Далее они постепенно увеличиваются за счет новых порций нефти, конденсирующейся из потока. Газ мигрирует наверх через покрывку. Когда углеводородный поток прекращается, а весь газ уходит, в бассейне остаются только нефтяные месторождения.

Н. Главный способ образования нефтяных месторождений. После возникновения, восходящий поток будет продолжаться и далее. Его интенсивность зависит от количества органического вещества в породах, поступающего в зону генерации потока. В силу большой продолжительности потока, за геологическое время на глубине конденсации накапливается большое количество нефти. Глубина, на которой возникает восходящий поток, определяется как 5–7 км и глубже. Здесь, при коэффициенте АВПД 1.6–2.1, поровое давление составляет 80–140 МПа. При столь высоком давлении насыщение газа нефтяными углеводородами составляет приблизительно 1 кг нефти/ 1 кг газа или более. Таким образом, газ переносит примерно такое же количество нефтяных углеводородов. При этом только небольшая часть газа из потока сохраняется в ловушках, в то время как нефть, сконденсировавшаяся из потока, остается в них. Все это позволяет сделать вывод, что транспортировка нефтяных углеводородов газовым потоком обеспечивает основные запасы нефтяных месторождений.

Индивидуальные компоненты. Сопоставление результатов расчета с фактическими данными для газовых компонентов флюидов осложняется тем, что пластовый газ на малых глубинах постепенно обогащается метаном, происходящим из дополнительного источника. Как известно, сеноманский газ (глубина 1 км) состоит почти полностью из чистого метана (98.5% моль). Вероятной причиной этого является выход метана из пластовых вод при снижении давления во время кайнозойского поднятия [9]. Поэтому для точного расчета состава газов на малых глубинах необходимо учитывать оба источника: 1) углеводородный поток с больших глубин и 2) дополнительное количество практически чистого метана, вышедшего из пластовых вод. Второй источник не учитывался в нашей работе [1]. Сейчас несколько упрощенным образом учтем оба источника. В таблице приводятся полученные результаты расчетов для состава компонентов газовых залежей G_8-G_0 (G_1 – объединение близлежащих пластов Уренгоя, обычно гидродинамически связанных). Из таблицы видно хорошее согласие расчетных и фактических данных. Заметим, что для резервуара G_0 (глубина 1800 м) наблюдаются признаки биодеградации, что проявляется как уменьшение доли гомологов (C_3, C_4).

Таблица. Изменение содержание компонентов (мол.%) с глубиной залежи

Reservoir	Depth, m	C1		C2		C3		C4		C5+	
		Calculated	Actual								
G ₈	3650	78,35	78,35	8,6	8,60	3,8	3,80	1,68	1,68	6,66	6,66
G ₇	3000	80,97	81,61	8,57	6,86	3,66	3,19	1,57	1,33	4,26	6,19
G ₆	2850	82,65	86,20	7,93	5,74	3,38	2,33	1,44	0,99	3,72	2,81
G ₅	2750	83,70	86,24	7,49	5,32	3,19	2,58	1,36	1,15	3,42	3,87
G ₄	2620	85,01	87,26	6,94	5,30	2,94	2,23	1,25	0,95	3,08	3,48
G ₃	2450	86,83	88,24	6,20	5,53	2,62	2,56	1,11	1,08	2,53	2,2
G ₂	2300	88,44	89,00	5,56	5,15	2,33	2,33	0,98	1,08	2,06	1,44
G ₁	2100	90,45	-	4,70	-	1,96	-	0,82	-	1,54	-
G ₀	1800	93,32	93,76	3,41	3,50	1,40	0,18	0,58	0,28	0,90	1,34

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-05-00869.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Batalin O., Vafina N. Condensation Mechanism of Hydrocarbon Field Formation // Scientific Reports. 2017. V. 7. 10253.
2. Selly R.C., Sonnenberg S.A. Elements of Petroleum Geology. 2015.
3. Hao F. et al. Charging of oil field surrounding the Shaleitian uplift from multiple source rock intervals and generative kitchens, Bohai Bay basin, China // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 1910–1926.
4. Yang Y., Arouri K.A. A simple geotracer compositional correlation analysis reveals oil charge and migration pathways // Scientific Reports. 2016. V. 6. 23066.
5. Carcione J.M., Gangi A.F. Gas generation and overpressure: effects on seismic attributes // Geophysics. 2000. V. 65. P. 1769–1779.
6. Zhuze T.P., Yushkevich G.N., Ushakova G.S., Timarev K.K. Use of phase-composition data in the system oil-gas at high pressure for ascertaining the genesis of some pools // Petroleum Geology. 1963. V. 7. P. 186–191.
7. Leythaeuser D., Poelchau H.S. Expulsion of petroleum from type III kerogen source rocks in gaseous solution: modeling of solubility fractionation // Petroleum Migration. Geological Society, London, Special Publication. 1991. V. 5. P. 33–46.
8. Price L.C. Primary petroleum migration from shales with oxygen-rich organic matter // J. Petrol. Geol. 1989. V. 12. P. 289–324.
9. Cramer, B. et al. Metane released from groundwater: the source of natural gas accumulations in northern West Siberia // Marine and Petroleum Geology. 1999. V. 16. P. 225–244.

Based on the multi-layer Urengoy field, we show that oil components are carried by an upward gas flow, and that when the flow reaches a low-pressure zone, it condenses into liquid which has the properties of real oil. The composition of gas accumulations formed by upward flow becomes gradually lighter due to the precipitation of heavy components. The agreement between the predicted properties and the Urengoy field data confirms the condensation mechanism of hydrocarbon field formation.

Бочкарев А.В., Матвеева Т.В.

(ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, e-mail:bochkarev_alex@inbox.ru)

Особенности теплового поля в пределах субмаринной зоны стабильности газовых гидратов

Bochkarev A.V., Matveeva T.V.

(FSBI VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

Geothermal field features within the submarine gas hydrate stability zone

Ключевые слова: Газовые гидраты, тепловой поток, геотермический градиент, зона стабильности газовых гидратов.

В докладе обсуждается влияние теплового поля на накопление и стабильное существование газовых гидратов в морских отложениях. Особое внимание уделяется нестационарности теплового поля, вызванной образованием и разложением газовых гидратов и связанных с этим проблемам моделирования газогидратных скоплений в различных геологических условиях.

Тепловое поле в пределах субмаринной зоны стабильности газовых гидратов представляет собой распределение температур в толще неконсолидированных осадочных отложений. Кондуктивные и конвективные потоки тепла являются основной формой выражения внутренней энергии Земли. Интенсивность переноса тепла из земных недр и его перераспределение в зоне стабильности газовых гидратов определяется плотностью кондуктивного теплового потока и количеством тепловой энергии, которая путем конвективного переноса поступает из нижележащих отложений по флюидопроводящим структурам. Основным тепловым агентом в природных условиях является вода вследствие своей высокой теплоемкости. Поэтому высокопроницаемые флюидопроводящие структуры в местах разломов и трещин, по которым отжимаются подземные воды, характеризуются повышенными значениями теплового потока.

Тепловое поле является важным фактором, контролирующим образование, накопление и стабильное существование газовых гидратов в отложениях. Если геотермический градиент в подстилающей осадочной толще превышает его величину в зоне стабильности газовых гидратов, происходит разложение газовых гидратов на подошве зоны гидратообразования. В условиях постоянного геотермического градиента газовые гидраты в зоне гидратообразования находятся в стабильном состоянии. Если же геотермический градиент в подстилающих породах ниже его величины в зоне гидратообразования, происходит гидратонакопление [1].

Поскольку очаги разгрузки углеводородных флюидов (очаги разгрузки

газа, газонасыщенной воды, грязевые вулканы, покмарки, грязевые диапиры), представляют собой динамические системы, формирование скоплений газовых гидратов в их пределах в значительной степени зависит от структуры теплового поля, изменения растворимости газов и давления. Нестационарность режима теплового поля в таких динамических системах отражает возмущения, вызванные потоками флюида (воды, водорастворенного газа, грязевых потоков) со значительных глубин и соответствующих этим процессам химических реакций. Таким образом, аномалии теплового поля являются не только ключевыми характеристиками, выявляющими пространственное положение очагов разгрузки и сопутствующих им скоплений газовых гидратов, но и определяют динамическое состояние системы гидрат-флюид в их пределах.

Ярким примером, иллюстрирующим влияние теплового поля на геометрические параметры зоны стабильности газовых гидратов, является гидратопроявление на грязевом вулкане Хаакон Мосби в Норвежском море [2]. По данным геотермических измерений зондовым методом, исходя из предположения, что источник флюида находится на глубине 3 км (где региональная температура достигает 90°C), была построена модель стационарного теплового поля грязевого вулкана. Температурный профиль в соответствии с этой моделью достигает максимума в центральной части вулкана и приближается к фоновым значениям на расстоянии около 1500 м от центра. Выявлена концентрическая зональность распространения газовых гидратов и ее связь с температурным полем. В отложениях центральной, наиболее теплой зоны радиусом 200 м, гидраты не наблюдались. Эта зона соответствует кратерной части грязевого вулкана. К ней примыкает кольцевая зона, где гидраты находятся на некоторой глубине ниже дна [2]. Построенная модель позволила оконтурить скопления газовых гидратов с учетом кольцевой зональности и положения нижней границы стабильности газовых гидратов. Распространение гидратов по глубине ограничено подошвой зоны стабильности, мощность которой в центральной части практически нулевая, а за пределами вулкана достигает сотен метров. На расстоянии 750 м от центра вулкана, где на основании гидрогеохимических и данных грунтового проботбора предполагается внешняя граница распространения гидратов в этом скоплении, мощность зоны стабильности оценивается в 160 м.

При рассмотрении геометрии подошвы зоны стабильности газовых гидратов и распределения теплового потока в центральной впадине озера Байкал, А. Я. Гольмштоком [3] отмечена исключительная роль разломообразования не только в распределении порового давления и скорости фильтрации воды в образующейся флюидопроводящей структуре (ослабленная зона на пересечении разломов), но и на температурный режим, вследствие возникновения неоднородности теплопроводности, сильно

зависящей от пористости отложений и изменения ее конвективной составляющей. В работе [3] путем численного моделирования количественно оценены масштабы изменения теплового и фильтрационного режимов в ослабленных зонах и геометрии связанного с этой зоной скопления гидратов. Что, закономерно выражается в смещении нижней границы зоны стабильности газовых гидратов, сопровождающемся разложением газовых гидратов вблизи подошвы, и формированием «теплого», поднимающего в направлении дна, флюида, насыщенного газом.

В качестве примера изменения конфигурации температурного поля в пределах гидратопроявления, сформированного в условиях рассредоточенной фильтрации флюидов, можно привести выявленное нарушение сплошности отражающего горизонта BSR на профиле В92-13, расположенном вдоль оси Центральной впадины озера Байкал [4]. На основании анализа геофизических данных и модельного расчета на основе решения задачи о фазовом переходе гидрат – газ, с учетом влияния фильтрации поровой воды и газа, показано, что на геометрию подошвы зоны стабильности газовых гидратов (распределение горизонта BSR по глубине), оказало влияние наложенное разломообразование. В частности, под воздействием геодинамических факторов инициируется восходящая фильтрация «теплого» (с температурой выше равновесной температуры гидратообразования) флюида в пределах новообразованной флюидопроводящей структуры, что приводит к разложению газовых гидратов в нижней части зоны их стабильности, изменению геометрии гидратного скопления и насыщению фильтрующегося флюида газом из разлагающихся газовых гидратов. Одним из следствий, данного процесса может являться образование газовых гидратов в придонных осадках над сформировавшейся флюидопроводящей структурой.

При детальном изучении области гидратопроявления [5] на одной из подобных структур озера Байкал - грязевого вулкана К-2, подтвердилась определяющая роль флюидопроводящих структур при формировании приповерхностных субаквальных скоплений газовых гидратов. Кроме того, в ходе исследований были выявлены дополнительные факторы, влияющие на тепловое поле придонных газогидратных скоплений.

Комплексирование геотермических измерений с грунтовым пробоотбором в пределах грязевулканической структуры выявило как наличие положительных аномалий теплового потока (121 мВт/м^2), свидетельствующих об активной флюидной разгрузке в центральной зоне, так и отрицательных (29 мВт/м^2) температурных аномалий над гидратосодержащими участками (при фоновом значении теплового потока около 61 мВт/м^2). Формирование как отрицательных, так и положительных аномалий теплового поля в пределах единой флюидопроводящей структуры интерпретируется авторами как результат локальной циркуляции флюида в

придонных отложениях, влияющей на динамику теплового поля вулкана в целом. Предполагается, что образующиеся в осадках гидраты (при значительном гидратосодержании) могут блокировать флюидопроводящие каналы, снижая проницаемость вмещающих отложений. Это в свою очередь, может спровоцировать нисходящий подток придонной озерной воды на фоне основного тренда восходящей миграции. Холодная озерная вода инфильтруясь в придонные отложения вулкана вблизи уже образованных гидратных включений, создает отрицательные аномалии геотермического градиента, что подтверждается грунтовым пробоотбором и геотермическими измерениями в гидратосодержащих ядрах. По мнению авторов, на начальной стадии процесса гидраты формируют массивные прожилки, осаждаются из перенасыщенного газом восходящего потока воды. При дальнейшем функционировании данной системы, гидраты могут цементировать проницаемые отложения, блокируя, таким образом, флюидопроводящие каналы, изменяя направление движения восходящего потока нагретого флюида и создавая локальные конвекционные ячейки с формированием притока более холодной озерной воды к фронту гидратообразования. Вода озера, проникая на уровень гидратоносных пород, и будучи недонасыщенной газом, вызывает частичное растворение уже образованных на первой стадии процесса гидратных агрегатов, что вносит дополнительный вклад в формирование отрицательных аномалий температурного режима над образованными скоплениями гидратов.

Подтверждением данной гипотезы послужили находки в гидратосодержащих ядрах этого грязевого вулкана совместного нахождения гидратов разных структур и состава. При этом, слои газовых гидратов, относящихся к разным структурным типам, были разделены и перекрыты слоями озерных осадков. Гидрат структуры II содержал 13–15 мол. % этана, тогда как гидрат структуры I – только 3–4 мол. % этана. Согласно разработанной модели, предполагается, что совместное нахождение обеих гидратных структур в одном и том же скоплении, но разделенное по разрезу, вызвано растворением «первичного» гидрата структуры I, с выделением гидратного газа, обогащенного тяжелыми гомологами (в данном случае – этаном) и формированием в непосредственной близости с ним новообразованного гидрата структуры II – как промежуточного продукта разложения гидратов [6].

Таким образом, при рассмотрении особенностей теплового поля в пределах зоны стабильности субкавальных газовых гидратов четко прослеживается влияние тектонических дислокаций на конфигурацию теплового поля, что, в свою очередь, приводит к изменению пространственной геометрии зоны стабильности газовых гидратов. Нестационарность теплового поля в зоне гидратообразования может быть вызвана как внешним геодинамическим воздействием, формирующим

флюидопроводящие структуры, так и внутренними процессами, связанными с разложением гидратов *in situ* и вторичным гидратообразованием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макогон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал. Т. XLVII. № 3. 2003. С. 70–79.
2. Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A. et al. Gas hydrate accumulation at the Håkon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters*. 1999. V. 19. P. 57–67.
3. Гольмшток А.Я. К вопросу о роли разломообразования в формировании придонных залежей газовых гидратов // Ученые записки СПбГУ. № 441. Вопросы геофизики. Вып. 41. 2008. С. 50–111.
4. Гольмшток А.Я. Разломообразование и условия стабильности газовых гидратов в осадках озера Байкал // *Физика Земли*. 2014. № 4. С. 70–85.
5. Poort J., Khlystov O.M., Naudts L. et al. Thermal anomalies associated with shallow gas hydrates in the K-2 mud volcano, Lake Baikal // *Geo-Marine Letters*. 2012. V. 32. № 1. P. 1–13.
6. Манаков А.Ю., Хлыстов О.М., Хачикубо А., Огиенко А.Г. Физико-химическая модель образования газовых гидратов с различным структурным типом на грязевом вулкане К-2 (Кукуйский каньон, озеро Байкал) // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 4. С. 615–625.

An influence of the geothermal field surrounding gas hydrate accumulations on the formation and stability of the gas hydrates is discussed in the paper. Particular attention is paid on the non-steady state of the geothermal field within the stability zone due thermal effects of gas hydrate formation and decomposition in various geological settings.

Валяев Б.М., Дремин И.С.

(Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, email: valyb@mail.ru)

Конвекционный рециклинг и мантийно-коровое взаимодействие в процессах дегазации Земли и генезиса углеводородных флюидов и месторождений

Valyaev B.M., Dreamin I.S.

(Oil and Gas Research Institute, Moscow)

Convictional recycling and mantle-crust interaction in the processes of Earth degassing and hydrocarbon fluids and fields genesis

Ключевые слова: изотопно-гелиевое отношение (ИГО), углерод-гелиевое отношение (УГО), изотопные поля, полигенез нефти и газа, нефтегазоносные регионы, геодинамические обстановки, углеводородная ветвь дегазации Земли.

Проведено мультирегиональное обобщение и анализ данных по изотопно-гелиевым и углерод-гелиевым отношениям для нефтяных и газовых месторождений в сравнении с вулканами и гидротермами. Выявлена решающая роль конвективной рециклинга корового материала в масштабах и характере процессов мантийно-корового взаимодействия, в дегазации Земли, в геодинамических процессах полигенеза углеводородов, их скоплений и ресурсов.

В современных геодинамических построениях изучению механизмов и особенностей рециклинга корового вещества, процессам мантийно-корового взаимодействия посвящены многочисленные исследования специалистов по петрологии, тектонике и изотопной геохимии (Н.Л. Добрецов, В.В. Ярмолюк, Л.И. Лобковский, Ю.А. Костицын, и др.). Последнее десятилетие характеризуется нарастающим числом публикаций по абиогенному (мантийно-коровому) глубинному генезису углеводородов. Изотопно-геохимические ($\delta^{13}\text{C}$, δD , $^3\text{He}/^4\text{He}$) критерии абиогенной природы метана и его гомологов пересматриваются и уже не совпадают с прежними изотопными показателями для мантийных углеводородных флюидов. Получила разработку концепция полигенеза нефти и газа [1, 2] и разрабатываются представления, объединяющие идеи абиогенного и биогенного происхождения углеводородов. В последние годы бассейновое моделирование производится уже с учетом глубинной структуры бассейнов. Однако значимость мантийных процессов, глубинной энергетики и глубинных флюидов в процессах нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции все ещё недооцениваются.

В качестве основных индикаторов дифференциации мантийных и коровых процессов в генезисе глубинных флюидов основная роль отводится изотопно-гелиевому (ИГО – $^3\text{He}/^4\text{He}$) и углерод-гелиевому (УГО – $\text{C}/^3\text{He}$)

отношениям. Эти показатели используются при оценках мантийно-корового взаимодействия, масштабов и характера рециклинга корового материала. Высокие (мантийные) значения ИГО ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 8R_a$ и высокие концентрации мантийного (примордиального) легкого изотопа гелия ${}^3\text{He}$ оказываются характерными для магматических (мантийных) процессов [3, 4], газовая фаза флюидов которых обычно представлена CO_2 . Принято считать, что в отличие от вулканов, фумарол и гидротерм, для нефтегазовых месторождений высокие отношения ИГО – более $1R_a$ – не характерны [4, 5].

Расхождение результатов геологических и геофизических исследований (в пользу глубинной природы углеводородных скоплений), а также современных геодинамических построений с традиционными построениями по изотопно-геохимическим данным очевидно. Необходим поиск альтернативных трактовок изотопно-геохимических данных. Такого рода альтернативные построения с использованием мультирегиональных данных, как для метана нефтегазоносных регионов, так и для углекислоты вулканов и гидротерм, нами были выполнены [6–8 и др.]. Сходство двух суммарных углерод-гелиевых диаграмм для метана $\text{C}_{\text{CH}_4}/{}^3\text{He} - {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и для углекислоты $\text{C}_{\text{CO}_2}/{}^3\text{He} - {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ свидетельствует о том, что подобно углекислоте вулканов и гидротерм [9–11 и др.] генезис метана нефтегазовых месторождений оказывается, также, связан с глубинными мантийно-коровыми процессами [6]. Разные механизмы и процессы рециклинга (переработки) корового материала были задействованы не только при генерации водно-углекислых, но и углеводородных флюидов. Подтверждением этого вывода служит разнообразие региональных изотопных полей [12–15] и семейство трендов [8] на суммарной углерод-гелиевой диаграмме для метана [6, 7].

На суммарной изотопно-гелиевой диаграмме ${}^3\text{He}-{}^4\text{He}$ для метана обособилось два типа региональных изотопных полей [16, 17], отличающихся по значениям ИГО. Выделенные типы характеризуются различиями состава и процессов переработки корового материала, а также отличаются по характеру и интенсивности магматических и гидротермальных процессов. Результаты выполненных мультирегиональных обобщений и построений в рамках углерод-гелиевой и изотопно-гелиевой систем позволили обосновать выделение двух ветвей дегазации Земли по П.Н. Кропоткину, а также выделение двух типов (двух подветвей) углеводородной ветви дегазации Земли. Как оказалось, углерод-гелиевые и изотопно-гелиевые отношения относятся к важнейшим показателям геодинамической активности нефтегазоносных регионов. Геодинамические обстановки определяют характер процессов конвекционного рециклинга и мантийно-корового взаимодействия, специфику процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В докладе формулируются новые построения о важнейшей роли встречного конвекционного

рециклинга (переработки) корового и литосферного материала в геодинамических процессах полигенеза углеводородов, их скоплений и ресурсов.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, №1, 4П, 2015–2017 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриевский А.Н. Полигенез нефти газ // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 104–105.
2. Дмитриевский А.Н. Теоретические основы и механизмы формирования энергоактивных и флюидонасыщенных зон Земли // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина) / Отв. ред. акад. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2011. С. 33–41.
3. Мамырин Б.А. Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
4. Polyak V.G. Heat and mass transfer from the mantle: heat flow and He-isotope constraints // *Annals of Geophysics*. 2005. V. 48. № 1. P. 9–17.
5. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
6. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Природа процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции: углеводородные флюиды и первичный гелий // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 2(10).
7. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Дегазация земли и природа процессов нефтегазоаккумуляции (изотопно-геохимические и геодинамические аспекты) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2015. № 2. С. 33–49.
8. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Углерод-гелиевая изотопно-геохимическая система: тренды разнообразия и единства генезиса углеводородных флюидов и месторождений // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Вып. 1(11). 24 с.
9. Poreda R.J., Jeffrey A.W.A., Kaplan I.R., Craig H. Magmatic helium in subduction-zone natural gases // *Chemical Geology*. 1988. V. 71. P. 199–210.
10. Marty B., Jambon A. $C^{13}He$ in volatile fluxes from the solid Earth: implications for carbon geodynamics // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 83. P. 16–26.
11. Ray M.C., Hilton D.R., Munoz J. et al. The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Southern Volcanic Zone of Chile // *Chemical Geology*. 2009. V. 266. P. 38–49.
12. Jenden P.D., Hilton D.R., Kaplan J.R., Craig H. Abiogenic hydrocarbons and mantle helium in oil and gas fields. The future of energy gases // U.S. Geological survey professional paper. 1993. V. 1570. P. 31–56.

13. Xu Yongchang, Shen Ping, Liu Wenhui et al. Geochemistry of mantle-source volatiles in natural gas of China's petroliferous regions – II. Helium, argon and carbon compounds in mantle-source volatiles // Science in China (Series D). 1996. V. 26. P. 187–192.
14. DAI JinXing, ZOU CaiNeng, ZHANG ShuiChang et al. Discrimination of abiogenic and biogenic alkane gases // Sci. China, Ser. D-Earth Sci. 2008. V. 51. № 12. P. 1737–1749.
15. Zhijun Jin, Liuping Zhang, Yang Wang et. al. Using carbon, hydrogen and helium isotopes to unravel the origin of hydrocarbons in the Wujiaweizi area of the Songliao Basin, China // Episodes. 2009. V. 32. № 3. P. 167–176.
16. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Изотопно-гелиевые показатели геодинамических обстановок процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции // Актуальные проблемы нефти газа. 2016. Вып. 1(13).
17. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Глубинные источники углеводородов грязевых вулканов и нефтегазовых месторождений // Актуальные проблемы нефти газа. 2016. Вып. 3(15).

A multiregional generalization and analysis of isotope-helium and carbon-helium data for oil and gas fields in comparison with volcanoes and hydrotherms is carried out. The decisive role of convectational recycling of crustal material in the diversity and specificity of the processes of mantle-crustal interaction, in the hydrocarbon degassing of the Earth, in the formation of accumulations and hydrocarbon resources has been revealed.

Ванштейн Б.Г., Ермакова Л.А., Доронин Д.О.

(ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, e-mail: vanshbor@mail.ru)

Использование данных CTD-зондирования водной толщи в газогеохимических исследованиях в пределах перспективных нефтегазоносных площадей (на примере Долгинского нефтяного месторождения)

Vanshtein B.G., Ermakova L.A., Doronin D.O.

(VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

Using the data of CTD-profiling of the water column in gas geochemical studies within the oil and gas bearing areas (on the example of the Dolginskoye oil field)

Ключевые слова: газовая геохимия, CTD-зондирование, углеводородные и неуглеводородные газы

Сопоставление результатов CTD-зондирования с результатами газогеохимической съемки (содержаниями метана и его гомологов, неуглеводородных газов, компонентным составом жидких углеводородов в донных осадках и в воде), а также сейсмическими данными, указывает на их коррелированность и приуроченность к участкам с проявлениями аномальных значений геохимических и гидрогеохимических параметров, свидетельствующих о наличии залежей углеводородов в разрезе осадочного чехла.

В сентябре-октябре 2016 г. сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология» были проведены комплексные геолого-гидрогеохимические исследования на Долгинском нефтяном месторождении в Печорском море. Задача работ заключалась в выявлении геохимических аномалий углеводородных и неуглеводородных газов и жидких углеводородов (УВЖ) в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи, связанных с наличием залежей углеводородов в разрезе осадочного чехла.

С борта СРТМ «Миргород» были выполнены 25 станций, расположенных вдоль сейсморазведочных профилей 2D (5 профилей по 5 станций), на каждой из которых отобраны пробы донных осадков, воды из придонно-пограничного слоя и осуществлено CTD-зондирование водной толщи.

Перед проведением аналитических исследований полученные пробы дегазировались (вода и осадок), сушились в лиофильной сушке и истирались (осадок).

Для CTD-зондирования использовался профилограф SBE 19 plus V2 SEACAT Profiler производства фирмы Sea-Bird Electronics, Inc., США, оснащенный дополнительными датчиками растворенного кислорода SBE 43, рН и ОРР (Eh) SBE 27.

На основе полученных данных построены графики и карты распределения измеренных параметров по отдельным станциям и вдоль профилей.

Дальнейший анализ показал, что распределение гидрологических и гидрохимических характеристик вдоль изучаемых профилей отражает сложную картину взаимодействия водных масс в рассматриваемом районе (прежде всего прибрежных печорской (с летней температурой до 14°C и соленостью до 30‰) и беломорской (более прохладной, с соленостью до 32‰), а также (хотя и в меньшей степени) баренцевоморской (с летней соленостью до 34.5‰)). Вместе с тем можно выделить ряд особенностей, которые позволяют сделать некоторые предположения.

Так, на целом ряде станций (станции 1, 3, 6, 9, 11, 14, 22) наблюдается увеличение значений pH с глубиной, причем на станции 22 оно сочетается с уменьшением ORP (рис. 1). Это может быть расценено как возможный косвенный признак имеющего здесь место окисления углеводов. Кроме того, на станции 3 отмечается рост солености с глубиной, что в сочетании с указанным увеличением pH, позволяет предположить существование разгрузки флюидов (рис. 2).

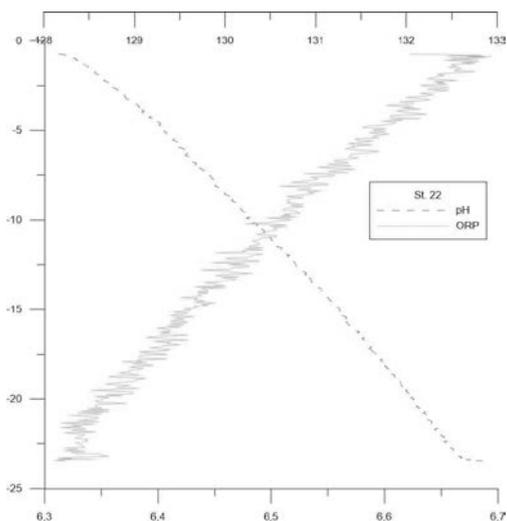


Рисунок 1. Распределение pH и ORP на станции 22

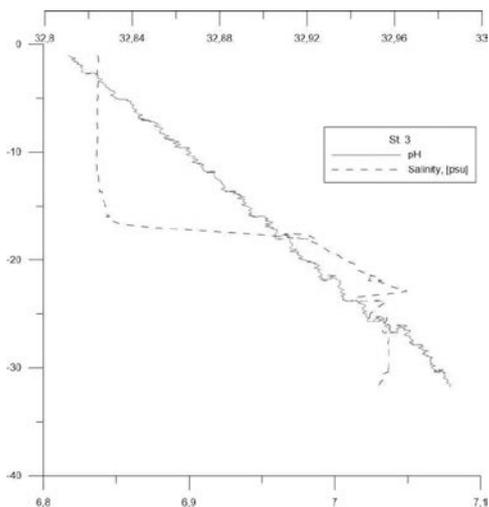


Рисунок 2. Распределение рН и солености на станции 3

Наличие разгрузки углеводородсодержащих флюидов по косвенным признакам также можно предположить на станции 17 (с ее скачкообразным увеличением рН, солености, и, в незначительной степени, ОРР) и 24 (в данном случае наблюдается рост с глубиной сразу трех параметров: рН, температуры и солености, и некоторое уменьшение значений ОРР) (рис. 3).

Последующее сопоставление результатов СТД-зондирования с остальными полученными данными (в частности, с результатами определения содержаний метана, гомологов метана (C4-C5) и неуглеводородных газов в газовой фазе донных осадков и в воде, определения компонентного состава жидких углеводородов в донных осадках и в воде, сейсмическими данными) показало, что в большинстве случаев отмеченные выше особенности распределения гидрологических и гидрохимических данных, полученных путем СТД-зондирования, находят тот или иной отклик в результатах аналитических исследований, свидетельствующих о наличии залежей углеводородов в разрезе осадочного чехла.

На профиле 5 (станции 21 и 22) вышеназванные особенности совпадают с наличием газовых эманацій в разрезе осадочного чехла, фиксируемых на сейсмическом разрезе.

Изложенное подтверждает полезность и целесообразность использования СТД-зондирования водной толщи при проведении газогеохимических исследований для выявления зон разгрузки минерализованных вод, связанных с присутствием залежей углеводородов в разрез осадочного чехла.

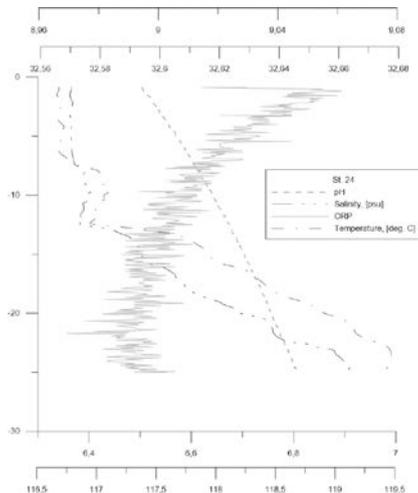


Рисунок 3. Распределение pH, солёности, температуры и ORP на станции 24

Comparison of the results of CTD-profiling with the results of gas geochemical studies (contents of methane, its homologues and non-hydrocarbon gases, component composition of liquid hydrocarbons in bottom sediments and in water), and seismic data, indicates their correlation and association to areas with anomalous geochemical and hydrogeochemical parameters that suggest the presence of hydrocarbon accumulations in the section of the sedimentary cover.

Вахнин М.Г.

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: misha2006@gmail.com)

Перспективы нефтегазоносности локальных структур шельфа Печорского моря

Vakhnin M.G.

(Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of RAS)

The oil and gas potential of local structures of the Pechora sea shelf

Ключевые слова: локальные структуры, нефтегазоносность, шельф Печорского моря

Рассматриваются перспективы нефтегазоносности шельфового продолжения Печорского моря. Анализируются морфологические свойства локальных структур их основные характеристики и свойства.

Шельф Печорского моря является одним из богатых углеводородами участков Печорского моря на севере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Он относится к числу наиболее перспективных районов по нефтегазоносности среди арктических участков шельфа по территории Российской Федерации. На сегодняшний день здесь открыто шесть месторождений нефти и газа, таких как Приразломное, Варандей–море, Медынское море, Северо-Гуляевское, Поморское. Выделено значительное количество перспективных локальных структур.

По результатам сейсморазведочных работ наиболее перспективными объектами являются: по нефти – структуры вала Сорокина, Медынского и Долганской зоны поднятий, по газу и газоконденсату – продолжения Колвинского и Шапкина-Юрьяхинского валов, севера Гуляевского вала, юго-западная часть Печороморского поднятия.

Наиболее перспективными являются локальные структуры, где имеются хорошо выраженные биогермные тела, приуроченные к наиболее крупным по площади и объему продуктивным резервуарам и характеризующиеся высоким заполнением нефтью и газом.

Данные структуры обладают значительными эффективными толщинами и высокоеккими проницаемыми коллекторами преимущественно каверно-порового и трещинно-порового типа.

Значительная часть территории шельфа Печорского моря характеризуется породами с повышенной тектонической трещиноватостью, где трещины представляют собой флюидопроводящие каналы. Это часто приводит к возникновению вторичной пористости и выщелачиванию и в значительной степени определяет фильтрационные свойства пород, то есть существование связи между крупными порами и кавернами. Зависимость продуктивности скважин от тектонических деформаций проявляется в

определенной ориентации высокодебитных скважин, связанной с повышенной тектонической трещиноватостью. При сравнительно слабой трещиноватости дебиты скважин не превышают 50 т/сут. Также наиболее перспективными районами считаются нижний каменноугольный верхневизейский – нижнепермский – карбонатный и нижний верхнепермский терригенный.

К концу данного этапа сформировались тектонические движения, которые окончательно образовали структурный план, очень близкий к современному. Происходит равномерное осадконакопление отложений, которое характерно для ранней юры-неогена. В то же время краевая часть бассейна начинает втягиваться в активное погружение, связанное с формированием Баренцевоморского шельфа.

На шельфе Печорского моря произведена оценка перспектив нефтегазоносности участков морского дна, проведены работы по выявлению зон нефтегазонакопления локальных объектов, в том числе объектов неструктурного типа, перспективных для поиска нефти и газа; проведены работы по выявлению перспективности локальных структур, подготовленных к бурению; уточнению тектонического взаимоотношения структур суши и шельфа.

На данной территории выделены протяженные линейные зоны, узлы пересечения разломов и флюидопроводящие зоны; над непродуктивными структурами выделяются повышенные концентрации, главным образом, неуглеводородных компонентов: гелия, водорода, углекислоты, паров ртути и галогенов. Из УВ в них может присутствовать метан. Над этими же зонами в донной среде происходят следственные изменения биоминерального комплекса. Такая структура соответствует локальной зональности (геохимической аномалии) типа «флюидопроводящая» зона.

Залежи нефти отчетливо отражаются в , где выделяются границы залежей нефти и газоконденсата (в менее выраженной форме), в отличие от газовых, которые слабо фиксируются в полях сейсмограмм.

Печороморский шельф считается экваториальным продолжением Тимано-Печорского НГБ. Также платформенный чехол перекрывает пенепленизированные поверхности погребенных рифтовых структур.

Печорское море можно отнести к окраинным морям и в этом бассейне существуют характерные типы осадков и отложений. Особенностью шельфа Печорского моря служит присутствие в его отложениях свободного газа практически во всех слоистых осадках. При изучении сейсмических разрезов скопления газа обнаруживаются потери сейсмической корреляции или в виде амплитудных аномалий, проявляющихся в виде ярких пятен.

Наиболее перспективным при изучении нефтегазонакопления является морское продолжение Печорского моря. Здесь максимальный интерес представляют зоны выклинивания отложений комплекса на наклонных

блоках, расположенных вдоль высокоамплитудных разломов. В зонах, приуроченных к центральному разлому и обладающих максимальной амплитудой разрыва, расположенных вдоль северной и южной (Поморский выступ) частей этого нарушения, отслеживается полное выклинивание пород данного комплекса.

Перспективные на нефтегазонакопления отложения в Печорском море следует связывать с тектонически экранированными ловушками вдоль высокоамплитудных разломов. Преимущественно в северо-западном простирании протяженными разломами разделено несколько опущенных и приподнятых наклонных блоков. В результате вдоль линий разрывных нарушений сформировались участки структурно-тектонического экранирования углеводородов.

На шельфе Печорского моря обнаружено присутствие нескольких очагов для генерации углеводородов, которые привели к формированию и образованию локальных структур и связанных с ними крупных месторождений, таких как нефтяные Медыньское и Долгинское в Печорском море,

Площади исследуемых работ содержат и изученные в геологическом отношении продуктивные Кумжинскую, Коровинскую, Таркскую и Песчаноозерские структуры, так и полученную с отрицательным результатом из бурения структуру Удачная, а также подготовленные к бурению Аноргаяхскую и Нерутскую структуры.

Данными работами исследовано строение северо-восточного крыла Гуляевского вала, обнаружено поднятие Приразломное, выявлено поднятие Полярное, морское продолжение Коротаихинской впадины обнаружено и изучено по палеозою до глубины 7 км.

В Печорском море наиболее перспективными с точки зрения нефтегазоносности являются структуры Медыньского и Сорокинского валов (Варандейская, Медыньская, Полярная). Кроме того, большой интерес представляет Приразломная и Гуляевские структуры, а также поднятие Русское.

На шельфе Печорского моря сформировались зоны нефтеобразования и их аккумуляции, которые в дальнейшем могут стать зонами нефтегазонакопления и нефтегазоконденсатонакопления.

The zone of oil generation and their accumulation formed on the shelf of the Pechora Sea. The local structures there are the most promising from the point of view of oil and gas, they have well developed bioherm bodies, which are confined to the largest area and volume of productive reservoirs and are characterized by high filling of oil and gas.

**Ершова Д.К., Гильмуллина А.А., Мордасова А.В.,
Суслова А.А., Ступакова А.В.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: darya_ershova011994@mail.ru)

**Мезозойские углеводородные системы Баренцевоморского
нефтегазоносного бассейна**

**Ershova D.K., Gilmullina A.A., Mordasova A.V., Suslova A.A.,
Stoupakova A.V.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Mesozoic petroleum system of the Grater Barents Sea basin

Ключевые слова: Баренцево море, нефтегазоносные комплексы, сейсмостратиграфия, клиноформы

Арктический шельф является крупнейшим в мире источником неразведанных ресурсов углеводородов. Российская часть Баренцевоморского нефтегазоносного бассейна (НГБ) является одним из наиболее перспективных регионов, что подтверждается открытием крупных и уникальных месторождений газа в Баренцевом море и нефтегазовых месторождений в Печорском море.

В мезозойском разрезе Баренцевоморского шельфа выделяется четыре сейсмостратиграфических комплекса: триасовый, юрский, неокомский и верхнемеловой. Они представлены породами, накапливающимися в различных седиментационных обстановках, и разделены несогласиями.

Обстановки осадконакопления (палеогеографические условия) и современный тектонический план являются наиболее важными факторами, влияющими на генерацию, аккумуляцию и консервацию залежей углеводородов. Благодаря этим факторам формируются ловушки разных типов и размеров.

В основу исследования мезозойского разреза Баренцевоморского бассейна была положена интерпретация сейсмических профилей и скважинных данных, важную роль играет анализ образцов, отобранных на обнажениях, примыкающих к шельфу островов. Результатом работы стало бассейновое моделирование, которое позволило сделать прогноз наличия залежей углеводородов в ловушках, их путей миграции и фазового состава.

Формирование углеводородного потенциала мезозойских отложений Баренцева моря стало возможным благодаря циклической седиментации осадков и чередованию в разрезе глинистых трансгрессивных слоев и коллекторов, сформировавшихся в течение трактов низкого и высокого стояния уровня моря (рис. 1) [1].

Региональные палеогеографические исследования бассейна позволили выявить локальные потенциальные объекты.

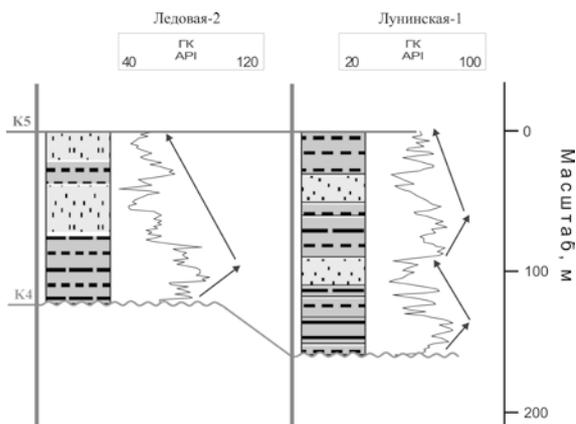


Рисунок 1. Регрессивный цикл альбского (S4) возраста в скважинах Ледовая-2 и Лунинская-1

Триасовые отложения накапливались в различных условиях: от обстановок дельтовой равнины в юго-восточной и центральной частях до глубоководных на северо-западе бассейна [2]. В подошве комплекса отмечается поверхность максимального затопления, формирование которой связано с резким повышением уровня моря в раннеиндское время. Мощность отложений нижнего триаса имеет тенденцию сокращаться к западу, где происходит выклинивание проградационных фаций индского возраста, а среднетриасовые становятся менее развитыми и более тонкими.

Юрский комплекс сложен терригенными отложениями, которые накапливались в изменяющихся условиях осадконакопления (от аллювиально-дельтовых, прибрежно-морских и мелководно-морских до относительно глубоководных) как во времени, так в пространстве [3]. В ранней и средней юре накапливались отложения дельтового генезиса, в поздней юре в восточной части Баренцевоморского бассейна формировались баровые тела.

Накопление отложений мелового комплекса происходило в морских обстановках [1]. В раннемеловой эпохе в Баренцевом море преобладали обстановки открытого шельфа, сменившиеся прибрежно-морскими в аптском веке. В альбе и верхнем мелу господствовали морские и мелководно-морские условия осадконакопления (рис. 2).

Лучшими объектами для прогнозирования распределения коллекторских толщ являются отложения дельтового, мелководно- и прибрежно-морского генезиса и глубоководных конусов выноса. Соответственно, высокими фильтрационно-емкостными свойствами в мезозойском разрезе Баренцева моря обладают триасовые и меловые отложения, имеющие клиноформенное строение и баровые фации юрского возраста (рис. 3).

Изучение нефтегазоматеринских пород показало, что хорошим генерационным потенциалом обладают нижнемеловые отложения, содержащие сапропелевое и смешанное органическое вещество (ОВ), а также нижнетриасовые с гумусовым ОВ.

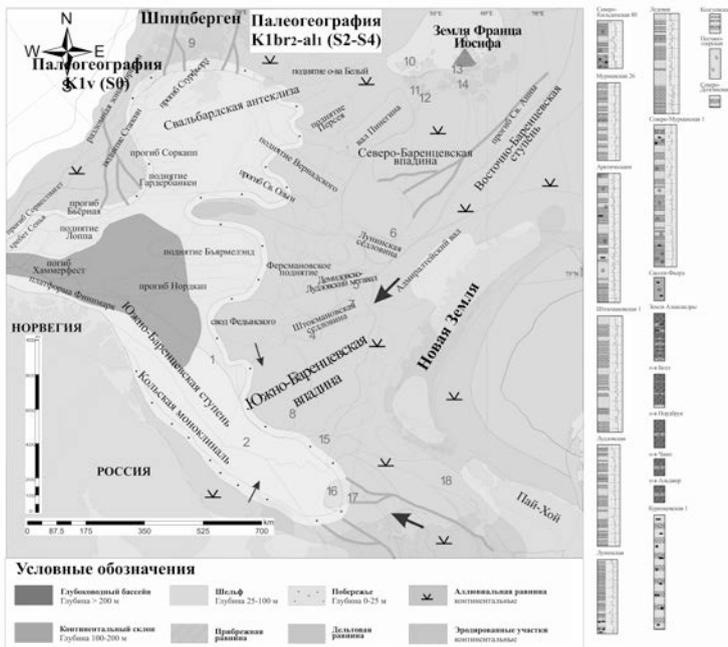


Рисунок 2. Палеогеографическая карта Баренцева моря на баррем-раннеальбское время

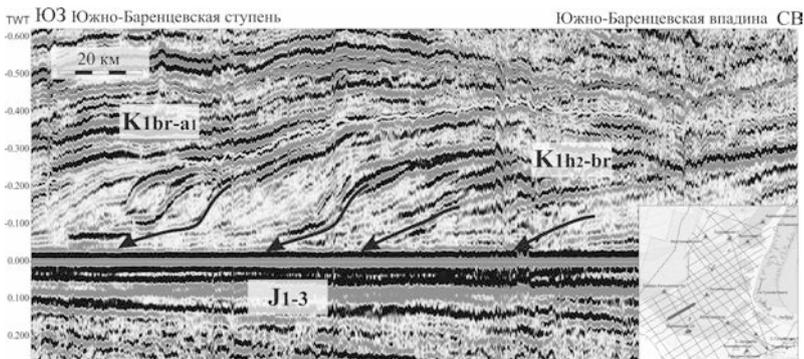


Рисунок 3. Клиноформенный комплекс раннемелового возраста

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мордасова А.В. Сулова А.А. Сейсмостратиграфический анализ нижнемеловых отложений Баренцева моря с целью выявления перспектив нефтегазоносности // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2015. № 3. С. 100–105.
2. Норина Д.А., Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Условия осадконакопления и нефтегазоматеринский потенциал триасовых отложений Баренцевоморского бассейна // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. 2014. № 1. С. 6–16.
3. Сулова А.А. Сейсмостратиграфический комплекс юрских отложений Баренцевоморского шельфа. // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2013. № 3. С. 68–70.

The Arctic region is one of the main prospective areas where new giant hydrocarbon accumulations can be found. The Russian Barents Sea basin is prospective for hydrocarbon exploration what is confirmed by the discoveries of the giant and large gas fields in the Barents Sea and oil/gas fields in the Pechora Sea. In the Mesozoic strata of the Barents Sea shelf, four seismic-stratigraphic complexes (SSC) can be sign out: Triassic, Jurassic, Neocomian and Lower-Upper Cretaceous. All complexes are separated by unconformities and represent sedimentary packages formed in different conditions.

Забанбарк А.

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

Особенности скопления углеводородов на континентальной окраине Западной Африки

Zabanbark A.

(Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow)

Particularities of hydrocarbon accumulation at the continental margin of the West Africa

Ключевые слова: нефть, газ, шельф, склон, подножие, впадина, бассейн, рифт, разлом, разрез

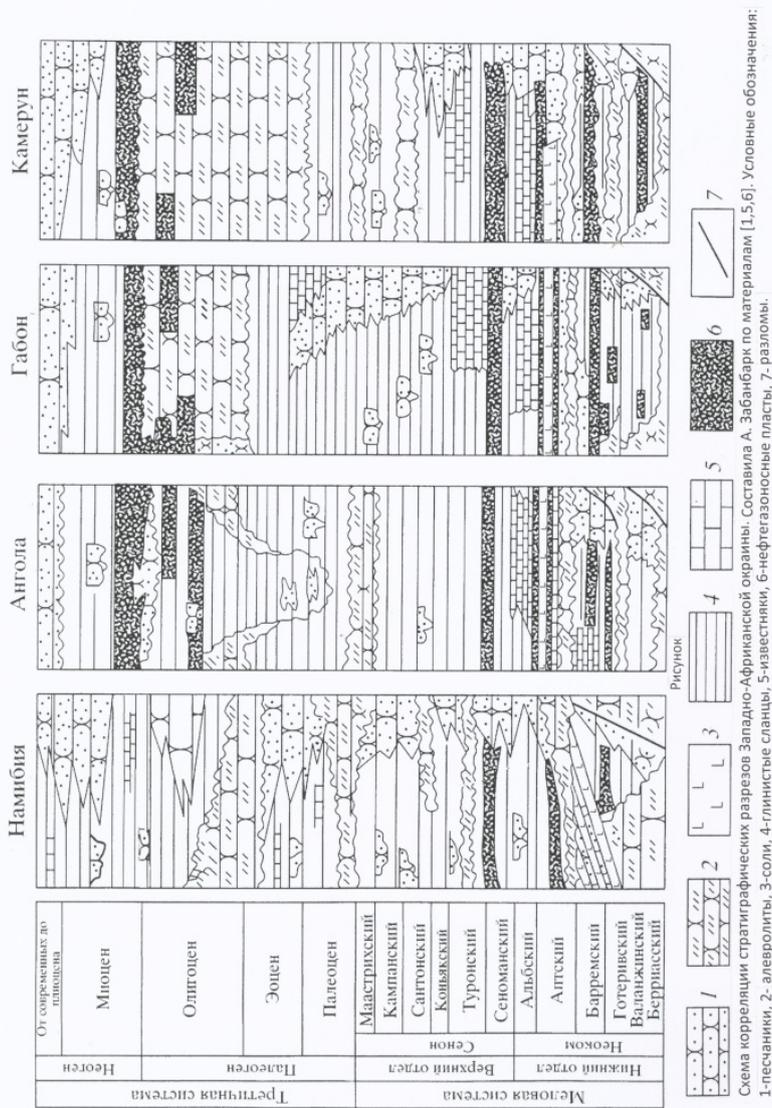
Основные перспективы нефти и газа в осадочных бассейнах континентальных окраин Западной Африки связаны с отложениями средней и нижней части континентального склона и, возможно, прилегающих районов подножия. В перспективе объектами бурения являются глубоководные надсолевые третичные турбидитовые отложения и верхнемеловые карбонатные образования, а также подсолевые меловые карбонатные и терригенные осадки.

Западно-Африканский регион охватывает целый ряд прибрежных осадочных бассейнов, которые продолжают в глубоководных областях Атлантического океана. В его пределах находятся нефтегазоносные бассейны: Гвинейского залива, Кванза-Камерунский и Намибийский.

Осадочный чехол бассейнов Западно-Африканской пассивной окраины представлен мезозойско-кайнозойскими отложениями. На докембрийском фундаменте, в основании осадочного чехла бассейнов залегают породы рифтового комплекса, сформировавшиеся на этапе раскола древней континентальной коры. Континентальные рифты, по которым произошел раскол древних суперконтинентов – Пангеи и Гондваны, пересекали на большем своем протяжении глубинные внутренние области древних материков. Составленная корреляционная схема стратиграфических разрезов этого региона, наглядно показывает, что состав накапливавшихся в них осадков был весьма специфическим и удивительно однотипным на огромных пространствах (рис. 1).

Тектоническое строение и история развития большей части континентальных окраин Африки в Атлантическом океане позволяет отнести их к окраинам эпиплатформенных орогенных поясов, особенностями которых являются эрозионный тип побережья, неширокий шельф и довольно пологий континентальный склон, заваленный оползневыми отложениями и нередко осложненный соляными диапирами, солей формации Лоеме и Эзанга (Кванза-Камерунский бассейн). Основным механизмом для образования структурных ловушек в регионе является

галокинез. Движение соли, которое началось здесь еще в юре, продолжается и по сей день [1].



Динамическое воздействие мобильных солей на глубоководные турбидитовые осадки привело к образованию куполовидных структур с высококачественными коллекторами. В результате на флангах соляных штоков образовались антиклинальные ловушки.

Роль нефтематеринских пород в этом регионе играли глинистые толщи раннемелового, позднемелового и средне-палеогенового возраста, так называемые “черные глины“, которые накапливались в глубоководных обстановках в условиях ограниченного доступа кислорода. Это довольно разнообразная группа отложений, объединенных по одному единственному признаку – обогащенности органическим веществом, что обусловило их окраску. Исследования показали, что не только минеральный состав “черных глин”, но и состав органической части резко различен в этих на первый взгляд однотипных осадках [2]. Широчайшего распространения “черные глины” достигли в конце раннемелового и начале позднемеловой эпох (апт-альб и сеноман-турон).

Еще на ранних этапах изучения зон, переходных от континента к океану, было установлено существование на пассивных окраинах двух систем линейных прогибов [3]: системы внутренних прогибов, прослеживаемых в полосе прибрежной равнины и мелководного шельфа и системы прогибов внешних, которые протягиваются вдоль нижней половины континентального склона и прилегающих районов подножия. Прогибы первого типа – это грабены и полуграбены рифтового заложения, заполненные наиболее древними осадочными комплексами (по крайней мере нижняя и средняя часть разреза). Напротив внешние прогибы имеют более молодое заполнение и отвечают этапу развития собственной окраине материка. Основную массу осадочных образований на окраинах Западной Африки составляют молодые осадки, представляющие подводные конуса выноса рек- Нигера, Конго, Кванза и Кунене, оползневые фронты с проградационными образованиями (турбидиты, дебрис-флоу и т.д.). Исходя из выше сказанного, поисково-разведочные работы в последнее время на окраинах Западной Африки сконцентрированы именно на глубоководных участках акватории (на внешних прогибах, на склоне), поскольку коллектора залегающие в третичных и верхнемеловых породах, они по своим качествам значительно лучше, чем коллектора нижнемеловых отложений, находящихся у побережья и в мелководьях. Так в глубоководной полосе от Камеруна, Габона и Конго до Анголы за период 10–15 лет было открыто более 200 крупных преимущественно нефтяных месторождений, что позволило значительно (почти вдвое) увеличить разведанные запасы углеводородов в большинстве из перечисленных стран. Указанные скопления приурочены преимущественно к турбидитам и близким к ним по генезису терригенным отложениям подводных конусов выноса (глубоководных фэнов), имеющих апт-сеноманский и олигоцен-миоценовый возраст.

Анализ более 200 крупных месторождений углеводородов, открытых за указанный период в глубоководье Западно-Африканской окраине, выявил четкую тенденцию залегания этих месторождений в продуктивной полосе

нефтезалежей, протягивающаяся в интервале глубин моря от 400 м до 3000 м на континентальном склоне и возможно до 4000 м на континентальном подножии. Эта полоса продуктивности, вероятнее всего, продолжается далее на север в районы континентального склона и подножия Сенегала, Мавритании и Марокко[4]. Подтверждением является ряд открытий новых крупных месторождений нефти и газа, сделанными здесь за последние 3-5 лет. Более того все открытые месторождения на склонах Западно-Африканской окраине по категории запасов оцениваются от крупного до гигантского. Примечательно также, что в пределах материковой отмели этого региона, включающий шельф и прибрежную равнину, где поисково-разведочные работы ведутся в течение многих десятилетий, были обнаружены лишь множество мелких и незначительных по запасам залежи нефти и газа. Нужно также отметить, что почти все месторождения находятся в надсолевых отложениях, и только в последние 2–3 года бурением в подсолевых аптских отложениях в глубоководье, в пределах Ангольской окраины стали открывать на склоне также крупные нефтяные месторождения как Камея, Лонтра и Орка с запасами от 55–100 млн. т при глубине воды 1680–1800 м [5].

В качестве примера следует упомянуть континентальный склон Анголы, где в диапазоне глубин от 400 м до 2500 м, в последние 10–15 лет открыто более 115 месторождений преимущественно нефтяных. Ангола расположена на территории Кванза – Камерунского нефтегазоносного бассейна. Бассейн охватывает несколько прибрежных впадин, продолжающихся в Атлантическом океане. В состав Кванза-Камерунского бассейна входят четыре впадины, разделенные на суше приподнятыми зонами фундамента. Это впадина Дуала, занимая прибрежную часть Камеруна на севере, следующая к югу впадина Огове располагается вдоль побережья Габона, Нижнеконголезская впадина включает прибрежные районы Конго, Заира и северной части Анголы и крайняя южная впадина Кванза расположена целиком на территории Анголы и прилегающей акватории Атлантического океана.

Кванза-Камерунский бассейн возник при распаде суперконтинента Гондваны. Оставшиеся с того времени (апт-альб) полуграбены, часть из которых оказались в составе африканской, а другие в составе южно-американской окраины, в процессе поздне-эоценовой активизации трансформировались в систему прогибов и впадин, в которых накапливались большие массы осадков, сносившихся с края шельфа. При эрозии эпиплатформенных орогенных сооружений, выросших в краевой части этих континентов, мобилизовался терригенный, кластический и глинистый материал, который мутьевыми и другими гравитационными потоками перемещался вниз по склону, заполняя отдельные впадины и прогибы. Благодаря действию этих потоков в них сформировались толщи

турбидитов и других отложений гравитационного генезиса, зачастую характеризующиеся прекрасными коллекторскими свойствами. В настоящее время именно в этих отложениях были открыты крупнейшие залежи углеводородов в Анголе.

Нефтепоисковые работы во впадине Кванза начались в 1910 г. и первая нефть в Анголе была добыта в 1916 г. из месторождения Данде. Однако только в 1956 г. с открытием нефтяного месторождения Бенфика началась промышленная добыча нефти в Анголе. Первое нефтяное месторождение Малонго было открыто в акватории в 1968 г. при глубине воды 420–450 м, а в 1996 г. было открыто первое глубоководное нефтяное месторождение Жирассол при глубине воды 1350 м, с запасами 137 млн. т, с залежами в турбидитовых песчаниках олигоцен-миоценового возраста. За ним последовали десятки новых открытий в глубоководье и сверх глубоководье. 3/4 нефти и газа в Анголе добывается в глубоководье из продуктивной толщи формация Молеббо (олигоцен-миоцен) Общие извлекаемые запасы нефти и газа Анголы на начало 2017 г. составляют соответственно 1.2 млрд. т и 304.6 млрд. м³, добыча нефти на это же время составила 90 млн. т [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tari G.C., Ashton P.R., Cotterill K.L. et al. Are West Africa deep water salt tectonics analogous to the Gulf of Mexico? // *Oil and Gas J.* 2002. V. 100. № 9. P. 73–81.
2. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Черные глины Бискайского залива и условия его образования // *Типы осадочных бассейнов.* М.: Наука, 1980. С. 118–144.
3. Конюхов А.И. Геологическая история пассивных окраин материков в Атлантическом океане// *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1982. С. 109–121.
4. Забанбарк А. Перспективы нефтегазоносности турбидитов в глубоководной части Западно-Африканского региона// *Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии.* 1999. Т. 1. С. 283–284.
5. Eni gets extension for block 15/06 offshore Angola//*Oil and Gas J.* 2015. V. 113. Jan. 26. P. 29.
6. Koning T., Geol P. Angola West Africa: Oil and gas Production from pre-salt carbonate to post-salt clastic, from onshore to deep offshore. *Geo Convention – Focus.* Luanda, Angola. 2014. 4 p.

The principal prospects of oil and gas sedimentary basins at the continental margins of the West Africa are related with the deposits of middle and lower parts of the continental slope and perhaps of the adjacent regions of the continental rise. In perspective the objects of drilling are deep water Tertiary turbidites and upper cretaceous carbonate presalt sediments, as well as subsalt cretaceous carbonate and terrigenous deposits.

Конюхов А.И.

(Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова; e-mail: konyuhov@geol.msu.ru)

Осадочные формации на окраинах материков в эпохи климатической нестабильности палеозоя и мезозоя

Konyukhov A.I.

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

Sedimentary formations on the continental margins in the epochs of climatic instability of Paleozoic and Mesozoic time

Ключевые слова: осадочные формации, окраины материков, климаты прошлого

В эпохи палеозойских оледенений черные сланцы часто накапливались на континентальных окраинах континентов. Обычно они находятся в парагенезе с отложениями, характерными для гумидных и аридных климатических зон, но также могут встречаться в непосредственном контакте с образованиями ледникового и ледниково-морского генезиса.

Периоды относительно спокойного течения событий прерывались в палеозое и мезозое эпохами нестабильности, которая выражалась в резких климатических изменениях, колебаниях уровня морских вод, а также масштабных проявлениях магматизма и/или вулканизма. Эти процессы сопровождалась смещением климатических поясов, изменением обстановок седиментации и замещением одних типов осадков другими. В ряду подобных трансформаций особое место принадлежит черным глинам и другим отложениям с высоким содержанием органического вещества (ОВ) морского генезиса, которые встречаются в бассейнах континентальных окраин на разных этапах их тектонического развития. Обычно они находятся в парагенезе с отложениями, характерными для гумидных и аридных климатических зон, но также могут встречаться в непосредственном контакте с образованиями ледникового и ледниково-морского генезиса.

В период пребывания Гондваны – крупнейшего континента, располагавшегося на протяжении большей части палеозоя у южного полюса Земли – выделяются несколько климатических циклов. Вторая половина каждого из них была отмечена похолоданием, которое в конце ордовика, девона и карбона завершилось оледенением значительной части этого суперматерика и чередой сопутствующих ему климатических флуктуаций и изменений в биосфере. Изучение парагенезов осадков, накапливавшихся в указанные эпохи, способствует лучшему пониманию условий их аккумуляции и особенностей распределения климатических поясов на разных этапах глобальных климатических пертурбаций. Оледенение обычно включало несколько фаз выдвигания и отступления ледников,

сопровождавшихся падением и повышением уровня океанских вод. При этом нередко наблюдались изменения в траектории движения ледников. Так, в первую, гириантскую стадию позднеордовикского оледенения, ледники захватили северные районы Африки и Аравию, тогда как во вторую, руданскую фазу они стали распространиться в западном направлении. Свидетельством этого являются диамиктиты и тиллиты, оставленные ледниками в Амазонском бассейне Бразилии, в Перуанских, Боливийских и Аргентинских Андах. В бассейне Укаяли (Перу) им предшествовало накопление ледниково-морских отложений.

Разрезы верхнего ордовика и нижнего силура, отвечающие эпохе первого в палеозое оледенения Гондваны, отличаются большим разнообразием слагающих их отложений. Среди них следует отметить черные глины, залегающие в непосредственном соседстве с ледниковыми образованиями, либо выше, либо ниже них. Это черные глины Токочв в Перу и Боливии, которые с несогласием (иногда согласно) перекрыты ледниково-морскими отложениями и диамиктитами Канканьери. Их стратиграфическим аналогом в соседних районах Аргентины являются диамиктиты Цапла. Необычайно широкое распространение в бассейнах Северной Африки (от Марокко до западных районов Аравии) получила ассоциация гириантских тиллитов и диамиктитов с граптолитовыми сланцами руданского возраста, типичным представителем которых являются «hot shale» свиты Танеззуфт. В разрезах одновозрастных пород Лаврентии черные глины встречаются ниже интервала, отвечающего гириантскому оледенению, которое здесь чаще всего отмечено размывом, хардграундом и присутствием брекчированных пород. Выше этого интервала залегают известняки, сложенные строматолитами, которые колонизировали субстрат после гибели других сообществ карбонатстроющих организмов, вызванной быстрым понижением уровня морских вод в начале оледенения. Подобные образования известны в бассейне залива Хадсон, на о. Антикости в Канаде и других местах.

Отдельно следует остановиться на эвапоритах, которые встречаются в разрезах верхнего ордовика Лаврентии, а также сформировали целые толщи в австралийском секторе Гондваны. Самыми известными среди них являются соленосные отложения свиты Мэллоуа в бассейне Каннинг. При мощности солей до 800 м площадь их распространения превышает 200.000 км². Их аккумуляция, начавшаяся в конце катианского века, продолжалась в эпоху гириантского оледенения, а также начале лландоверийской эпохи. Садка солей происходила в обстановках приливно-отливных равнин и осолоненных лагун. В циклическом строении толщи нашли отражение изменения параметры земной орбиты по Миланковичу. Однако само оледенение, охватившее центральные и западные секторы Гондваны, не нашло отражения в изменении литологического состава соленосных

отложений в бассейне Каннинг.

Значительно более существенным в литологическом аспекте было рудданское потепление, в течение которого черные глины накапливались не только на окраине Гондваны и террейнах (Арморика, Перуника и Иберика) в Рейском океане, но также в восточных районах Тимано-Печорского бассейна, Гренландии и западном секторе Восточной Сибири.

В истории Пангеи, образовавшейся в конце карбона, выделяются три крупных климатических цикла, конец которых также был отмечен похолоданием. В конце перми в высоких широтах карбонатные осадки уступили место образованиям кремнистого и кремнисто-глинистого состава. Примерно в тот же интервал времени на тихоокеанских окраинах Северной и Южной Америки началась аккумуляция отложений, обогащенных ОВ. В первом случае речь идет о породах формации Фосфория в бассейне Биг Хорн (США), во втором – о черных глинах Эне, развитых в Перу и Боливии. Помимо черных глин разрезы Фосфории изобилуют пластами фосфоритов и силицитов, что предполагает апвеллинговый генезис отложений. Особый интерес представляет пачка Эрве в верхней части формации. В кровле этой пачки черные глины уступают место строматолитовым известнякам, отложенным в конце позднепермской эпохи. В них много вертикальных трещин глубиной несколько см, которые остались от периода субаэральной экспозиции, длившейся более миллиона лет. Известняки перекрыты ангидритами, которые венчают разрез формации Фосфория.

Менее известны черные глины свиты Эне (мощность – от 70 до 100 м), получившие распространение в Восточных хребтах Анд, где расположены бассейны Укаяли и Мадре де Диас. Наиболее высокими содержаниями ОВ ($C_{орг}=2.5-5.6\%$) отличаются породы пачки Шинай. Стратиграфическим аналогом Эне в соседних, более континентальных районах являются породы свиты Чутани, которые представлены доломитами и эоловыми песчаниками. Подобное соседство может указывать на определенную роль, которую сыграли процессы подъема глубинных вод в формировании черных глин свиты Эне. Хотя в описании этих отложений отсутствует упоминание о кремнистых породах и фосфоритах, вполне логично предположить, что в позднепермскую эпоху апвеллинг происходил не только у окраины Северной, но также и Южной Америки в Тихом океане.

Более уверенно можно говорить об апвеллинговом происхождении отложений в составе серии Пукара (северные районы Перу), в разрезе которой выделяются три свиты. Нижняя, Чамбара, образована биокластовыми и кремнистыми известняками, средняя, Арамачай – карбонатными черными глинами с высоким содержанием $C_{орг}$ и P_2O_5 , прослоями и конкрециями кремней, верхняя, Кондорсинга – доломитами, биоморфными известняками и гипсом. Мощность серии Пукара варьирует от 500 до 3000 м. Породы нижней свиты имеют позднетриасовый возраст,

средней – рэт-геттангский, верхней – синемюрский. Наибольший интерес представляют отложения Арамачай, которые в соседних районах Перу замещаются, а иногда и перекрываются пачкой каменной соли, залегающей на континентальных и вулканических породах серии Миту.

Для черных глин Арамачай, накапливавшихся на фоне крупной перестройки климата на рубеже триаса и юры, характерно отсутствие бентосной фауны, высокая степень сохранности ОВ, тонкая ненарушенная слоистость, фосфатные пеллеты, обилие раковин аммонитов и редкие прослои вулканического туфа. Именно на эпоху аккумуляции этих образований приходится одно из пяти крупнейших вымираний в истории фанерозоя.

Следующее глобальное похолодание, наступившее в келловее, как и в предыдущих случаях, сопровождалось активизацией накопления эвапоритов, которому способствовало падение уровня океана. Речь идет о толще Лоанской соли, отложенной в преддверии раскрытия глубоководной впадины в Мексиканском заливе. Перекрывающие породы свиты Смаковер (нижний оксфорд) представлены тромболитами, разновидностью строматолитов. Они образуют небольшие биогермы, вмещающие залежи газа, который был продуцирован черными карбонатными глинами, лежащими выше по разрезу.

Эта триада – черные глины, эвапориты, и строматолитовые известняки – встречаются в разных сочетаниях на окраинах материков в эпохи климатических и экологических пертурбаций как во время существования Пангеи, так и позднее в период ее распада и образования Лавразии. Примером могут служить верхнеаптские соли, аккумуляция которых происходила на окраинах Бразилии, Габона, Конго и Анголы в эпоху, предшествующую раскрытию Южной Атлантики. По соседству с ними в районе Китового хребта накапливались осадки с высоким содержанием ОВ, близкие по составу к черным глинам ОАЕ-16 (Пакье), развитым в глубоководных районах Центральной Атлантики и океана Тетис.

During the epochs of Paleozoic glaciations black shale often accumulated on the continental margins of continents. In Gondwanan successions of Late Ordovician-Early Silurian deposits they are placed close to diamictites (tillites), below or above them. In successions of Laurentia and Baltica continents black shale usually associates with carbonate rocks and among them with rude bioclastic limestones as well as stromatolitic limestones. During time of Pangea existence there were no glaciations and the epochs of coldness were marked on the continental margins of North and South America in Pacific by deposition of black shale, phosphorites and siliceous deposits - sediments of upwelling origin. They are represented by Upper Permian rocks of Phosphoria and Ene formations as well as deposits of Pukara group of the Late Triassic – Early Jurassic age. In these cases black shale, including phosphorites and cherts, were bordered by evaporites in the coastal area.

Круглякова М.В.

(АО Южморгеология, Геленджик)

Геологические риски и вероятность открытия промышленных залежей нефти и газа в северо-восточной части Черного моря

Kruglyakova M.V.

(JSC Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik)

Geological risks and the probability of discovery of oil and gas fields in the northeastern part of the Black Sea

Ключевые слова: геологические риски, вероятность открытия, залежи углеводородов, Черное море

Дана оценка геологических рисков и вероятности открытия промышленных залежей нефти и газа в северо-восточной части Черного моря. Оценка проведена по методике Шеврон с использованием результатов бассейнового анализа и трехмерного моделирования генерационно-аккумуляционных углеводородных систем этой части акватории. Дана оценка геологических рисков Новороссийско-Лазаревского синклинария, Туапсинского прогиба и вала Шатского.

Оценка геологических рисков один из важных этапов в цикле геологоразведочных работ на нефть и газ. Правильность оценки рисков зависит от достоверности и полноты данных, на основании которых выполняется анализ и дальнейшая оценка. При получении новых данных риски пересчитываются и определяется дальнейшее направление геологоразведочных работ. Таким образом, оценка рисков это циклический процесс и производится на всех этапах ГРП при поисках месторождений УВ.

Различные методики оценки геологических рисков включают в себя анализ и оценку ключевых факторов: наличие и качество резервуара, ловушки, покрышки, возможности миграции углеводородов и их аккумуляции. В данной работе проведена оценка геологических рисков и вероятности открытия месторождения по методике Chevron Corporation.

Согласно этой методике оценка геологических рисков и вероятности открытия месторождения оцениваются по четырем основным факторам:

- наличие и свойства нефтематеринских толщи (мощность, количество и выдержанность слоев, распространение, сведения о газо- и нефтепроявлениях, типе керогена, насыщенности и зрелости ОБ);
- наличие и свойства резервуара (литология, распространение, история развития, литеральная выдержанность, мощность и вертикальная цикличность, гетерогенность, коэффициенты пористости и проницаемости, трещинноватость, диагенетические характеристики);
- наличие ловушки (достоверность ее обнаружения по геофизическим

данным, тип ловушки, тип и качество покрышки);

- фактор времени (синхронизация образования резервуаров, покрышек и ловушек, генерации, миграции и аккумуляции УВ, тип миграции).

Каждый фактор оценивается как «неблагоприятный», «спорный», «нейтральный», «обнадеживающий» или «благоприятный», в соответствии с оценкой, каждому фактору присваивается значение от 0.1 до 0.9.

Геологический риск – вероятность открытия промышленных скоплений УВ это произведение вероятностей этих четырех независимых факторов. Риски разделены на категории на основании эмпирических данных: очень низкий риск (0.5–0.99), низкий риск (0.25–0.5), умеренный риск (0.125–0.25), высокий риск (0.063–0.125), очень высокий риск (0.01–0.063).

Объектом исследования является северо-восточная часть Черного моря.

В структурно-тектоническом плане в этой части акватории выделяются следующие элементы: Новороссийско-Лазаревский синклиниорий, который относится к Мегантиклинорию Большого Кавказа и частично выходит на сушу, Туапсинский прогиб и вал Шатского.

По комплексу геолого-геофизических и геохимических данных был проведен бассейновый анализ, определены основные нефтегазоматеринские толщи и резервуары, построен структурный каркас. На основании этих данных выделены две углеводородные системы (мезозойская и кайнозойская), а затем рассчитаны трехмерные модели развития этих систем. Результаты бассейнового анализа и моделирования показали, что вероятные залежи углеводородов Новороссийско-Лазаревского синклинория и вала Шатского связаны с мезозойской углеводородной системой, Туапсинского прогиба – с кайнозойской (рис. 1).

Фактор 1. Наличие и качество нефтематеринской толщи. Исследования ОВ мезозойских пород, что ниже-среднеюрские отложения характеризуются наибольшим нефтегазоматеринским потенциалом. Эти отложения являются нефтегазоматеринскими для мезозойской ГАУС. Для них характерно органическое вещество II и II/III типов, содержание $S_{орг.}$ достигает 3.5%. По результатам моделирование очаг генерации находится в пределах Туапсинского прогиба, где мощность этих отложений достигает 500 м. Таким образом, для областей *Новороссийско-Лазаревского синклинория* и *вала Шатского* данный фактор можно оценить, как «благоприятный» с оценкой 0.8. Наличие нефтематеринской толщи в *Туапсинском прогибе* доказано обнаруженными нефте- и газопровывлениями в поверхностных осадках. Результаты битуминологических исследований показали, что наиболее вероятными источниками нефтепроявлений являются нижнемайкопские отложения. Отложения майкопской серии развиты равномерно во всем Туапсинском прогибе. Содержания органического углерода в отложениях нижнего майкопа составляют от 1 до 3%, наиболее распространенный тип керогена III и II/III. Этот фактор можно

оценить как «благоприятный» с оценкой 0.9.

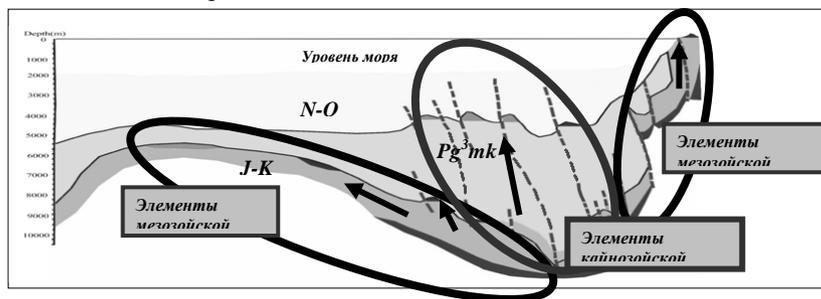


Рисунок 1. Схематическое строение генерационно-аккумуляционных углеводородных систем северо-восточной части Черного моря

Фактор 2. Наличие и качество резервуара. В качестве резервуаров в *Новороссийско-Лазаревском синклинии* выступают мелководные отложения поздней юры и мела: органогенные известняки, рифовые массивы, песчаники. Эти отложения широко развиты на суше. О пористости и эффективной мощности резервуара можно судить по известным месторождениям в юрских карбонатных отложениях Кавказа и Предкавказья: Кошехабльское газоконденсатное месторождение (рифовый массив), нефтегазоконденсатное месторождение Русский хутор (кавернозные доломиты), нефтяное месторождение Харбиженское (трещиноватый известняк), нефтяное месторождение Мартовское (кавернозный доломит) и др. Непосредственно в Новороссийско-Лазаревском синклинии на суше известны месторождения Дообское, Прасковеевское, Архипо-Осиповское и др., где резервуарами выступают нижнемеловые песчаники. Данный фактор можно оценить как «благоприятный» с оценкой 0.8. В качестве резервуара для скоплений УВ *Туапсинского прогиба* рассматриваются турбидитовый комплекс верхнего майкопа, который выделен в результате сейсмических работ, обломочные фации заполнения эрозионных каналов, косослоистые фации конуса выноса отложений чокрака, карагана и конки и песчаники и терригенные турбидиты в отложениях сармата, мэотиса, понта. Скважиной на структуре Субботина в майкопских отложениях вскрыта толща алевроито-песчаных пород, где на четырех интервалах получены притоки нефти. Данный фактор можно оценить как «благоприятный» с оценкой 0.8. В качестве резервуара в пределах *вала Шатского* рассматриваются отложения поздней юры и раннего мела. По характеру волнового поля эти отложения определяют как мелководные карбонаты, известняки, мергели. Фактор «резервуар» оценивается как «обнадеживающий» с оценкой 0.6.

Фактор 3. Наличие и качество ловушки. Обнаружение и картирование

ловушек в *Новороссийско-Лазаревском синклинии* является весьма затруднительным. Так как отложения синклинии представляют собой сильнодислоцированную толщу, кроме того, морская часть синклинии приходится в основном на область континентального склона с крутыми углами уклона. В таких горно-геологических (сейсмогеологических) условиях затруднено проведение и интерпретация результатов геофизических (сейсмических) исследований. Фактор в данной ситуации оценивается как «нейтральный» – 0.5. В *Туапсинском прогибе* ловушки закартированы сейморазведкой и представлены антиклинальными линейными складками. В качестве покрышек выступают неогеновые и четвертичные отложения. Кроме этого в прогибе закартированы неструктурные ловушки в вышележащих миоценовых отложениях. Тектоническая активность прогиба, наличие многочисленных разрывных нарушений, развитие грязевого вулканизма может отразиться на сохранности залежи. Данный фактор можно оценить как «благоприятный», но оценить наименьшим баллом 0.7. Ловушками в пределах *вала Шатского* выступают, в первую очередь, верхнеюрские (нижнемеловые) поднятия, которые закартированы сейморазведкой. Кроме этого ловушками могут служить области выклинивания палеоцен-эоценовых и майкопских отложений. Покрышкой выступает мощная (до 2.5 км) глинистая толща миоцен-четвертичных отложений. Данный фактор можно оценить как «благоприятный» с оценкой 0.8.

Фактор 4. Временной фактор. Анализ временного фактора, т.е. синхронизации образования резервуаров, ловушек, покрышек и генерации, миграции и аккумуляции УВ проведен с помощью бассейнового моделирования. Результаты показали, что генерация углеводородов в мезозойской ГАУС началась в раннем майкопе, к этому времени вероятные позднеюрские-меловые ловушки были перекрыты палеоцен-эоценовыми отложениями в основном терригенного состава (рис. 2). Следовательно, фактор времени для *Новороссийско-Лазаревского синклинии* можно оценить, как «благоприятный» с оценкой 0.8. Центральная часть *вала Шатского* в это время находилась вне области осадконакопления, ловушками на этот момент могут служить только поднятия северного склона. Но генерация УВ происходит до настоящего времени, т.е. центральные поднятия вала могут аккумулировать углеводороды с миоцена по нынешний день. Фактор времени можно оценить как «благоприятный» с оценкой 0.8. Результаты моделирования кайнозойской системы показали что, максимальная скорость генерации и образование скоплений соотносится с поздним плиоценом и происходит по сегодняшний день (рис. 2). В это же время происходит образование складчатости и ловушек. Таким образом, фактор времени для *Туапсинского прогиба* можно оценить как «благоприятный» с оценкой 0.8.

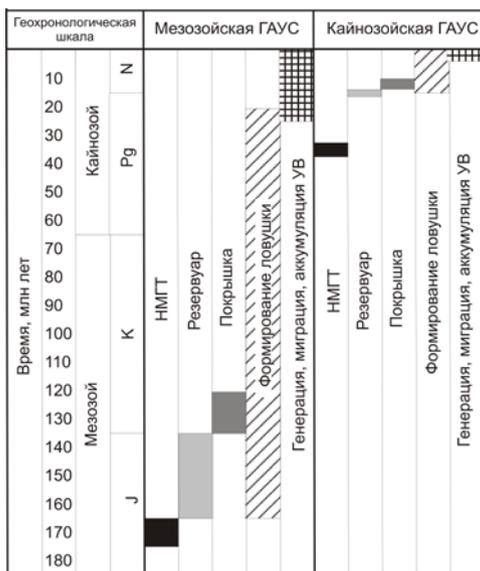


Рисунок 2. График геологических событий мезозойской и кайнозойской ГАУС

Таким образом:

- для *Новороссийско-Лазаревского синклиория* основным геологическим риском является «характеристика ловушки», ее наличие, размеры и качество покрышки. Вероятность открытия месторождения УВ составляет – 0.256 ;

- в *Туапсинском прогибе* основные риски связаны с сохранностью залежей, в связи с современной тектонической активностью прогиба. Вероятность открытия месторождений составляет – 0.403 ;

-основными геологическими рисками для залежей УВ в мезозойских структурах *вала Шатского* являются наличие и качество резервуара. Вероятность открытия месторождения оценивается, как 0.307 .

Итак, согласно классификации, геологические риски вероятности открытия залежей УВ в северо-восточной части Черного моря являются низкими, что говорит о перспективности этой части акватории.

The geological risks and the likelihood of discovering fields of oil and gas in the northeastern part of the Black Sea are estimated. The assessment was carried out using the Chevron technique using the results of basin analysis and 3D modeling of petroleum systems of this part of the sea. The geological risks of the Novorossiysk-Lazarevsky synclinorium, the Tuapse Trough and the Shatsky Swell are estimated.

Круглякова М.В.

(АО Южморгеология, Геленджик)

Формирование нефтегазоматеринских толщ, коллекторов и покрышек в северо-восточной части Черного моря

Kruglyakova M.V.

(JSC Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik)

Formation of Source rock, Reservoir rock and Seal rock in the northeastern part of the Black Sea

Ключевые слова: история развития, Черноморская впадина, нефтегазоматеринские толщи, резервуары, покрышки

Собраны данные об отложениях в обнажениях и скважинах Предкавказья и западного Кавказа, результаты донного пробоотбора северо-восточной части Черного моря. Проведена реконструкция истории развития палеобассейна, начиная с реннеюрского времени, и выявлены основные нефтегазоматеринские толщи, резервуары и покрышки.

Нефтегазопоявления в Черном море, и в частности в его северо-восточной части и прилегающей суше многочисленны и зафиксированы в различных отложениях, что свидетельствует о наличии углеводородных (генерационно-аккумуляционных) систем. Палеореконструкции основных этапов развития региона позволили прогнозировать основные нефтегазоматеринские толщи, резервуары и покрышки – главные элементы ГАУС.

По мнению многих исследователей, история развития осадочного чехла северо-восточной части Черного моря начинается с юрского времени.

Ось *ранне-среднеюрского* бассейна проходила севернее современной береговой линии. В области палеошельфа вскрыты, в основном, терригенные отложения с большим количеством грубозернистого и брекчированного материала (нижнебатские разрезы рек Ходзь и Белая, келловейские отложения бассейнов рек Кубань, Белая, западнее – разрез рек Пиши и Пшеха).

Континентальный палеосклон сложен терригенными и терригенно-карбонатными флишоидными толщами (батские отложениями р. Мзымта, келловейскими отложения (монашкинская свита) рек Туапсе, Шахе, Сочи). В пелитовых разностях этих отложений изучены нефтегазоматеринские свойства ($C_{орг} - 1.1 \div 3.6\%$, $HI - 43$ мг УВ/г, $T_{max} -$ до 439°C), эти отложения могут выступать нефтегазоматеринскими толщами для залежей УВ северо-восточной части Черного моря.

В *позднеюрское* время в глубоководной зоне отлагаются терригенные флишевые толщи, состав отложений описан в верховьях рек Сочи, Шахе и

Туапсе. Темноцветные разности этих отложений характеризуются хорошими нефтегазоматеринскими свойствами ($C_{орг} - 2.2\%$, $НН - 500$ мгУВ/г).

В областях континентального палеосклона развиты карбонатные субфлишевые толщи (разрез в среднем течении р. Шахе и в верховьях рек Псоу и Дагомыс Западный, рек Пшеха и Пшиш). Самые западные выходы верхнеюрских отложений, относимых к этой области, вскрыты в долинах рек Псекупс, Шебш и Чепси, где наблюдается толща флишевого чередования песчаников, алевролитов, пёстрых глин, известняков и мергелей. В Сочи-Адлерском районе скважиной, пробуренной в районе г. Сочи верхнеюрские отложения вскрыты на глубине более 1900 м и представлены толщей битуминозных известняков и доломитов.

В шельфовых областях предполагается развитие карбонатных рифогенных массивов, разрез которых описан в районе хребтов Ац, Ахцу и верховий Мацесты, Хосты, Кудепсты и Псахо, р. Белой, гор Фишт и Оштен и др. Это толщи органогенных известняков, в основном, коралловых и водорослевых и рифовых массивов. Зона шельфа с накоплением относительно мелководных терригенно-карбонатных комплексов вскрыта в разрезах акватории в районах Пицунды и Сухуми. Область изучаемой акватории соотносится с палеошельфом и накоплением карбонатных и крупнозернистых терригенных отложений, которые можно рассматривать в качестве резервуаров с хорошими емкостными свойствами.

В меловое время бассейн несколько меняет свою конфигурацию, к позднемеловому времени зарождаются два флишевых прогиба – Абино-Гунайский и Новороссийский. Большую часть занимают шельфовые области, где отлагаются карбонатно-терригенные отложения в раннем мелу и терригенно-карбонатные в верхнем (разрезы рек Агура, Хоста, Кудепста, Мзымта).

В зоне континентального склона накапливаются в основном терригенные отложения в раннем мелу, и толща карбонатно-терригенного мелкоритмичного флиша в позднемеловое время (разрезы рек Кобза, Пшиш, Папай). Глубоководный разрез характерен для верхнемеловых отложений Абино-Гунайского и Новороссийского флишевых прогибов. По характеру волнового поля отложения раннего мела в пределах исследуемой акватории прогнозируются, как мелководные карбонаты, известняки, мергели, которые могут выступать резервуарами для залежей УВ. Изучены нефтегазоматеринские свойства пород анурской свиты (K_2) в р-не г. Новороссийска и г. Туапсе, эти отложения обладают высоким генерационным потенциалом ($C_{орг} - 8\div 10\%$, $НН - до 691$ мгУВ/г) и рассматриваются как потенциально нефтегазоматеринские толщи. Эти же глинистые отложения могут служить покрышками для нижележащих резервуаров.

В палеоцен-эоценовое время большую часть исследуемой акватории

занимает область мелкого шельфа с накоплением, в основном, карбонатных отложений – мергелей различных оттенков, плотности, с различным содержанием глинистого материала (разрезы рек Мзымта, Агой, Туха-Нефтяная). В междуречья Лаба – Пшиш отложения эоцена представлены также мергелями, которые часто битуминозны (кумская свита).

Область континентального склона сложена, в основном, терригенными отложениями, в разрезе встречаются «горизонты с включениями» подводно-оползневое происхождения. Западнее Адыгейского выступа мергельно-песчано-глинистые отложения приобретают субфлишевый облик, мощность и полнота разреза возрастают. Нижняя часть разреза вплоть до низов эоцена представлена в основном терригенными отложениями.

Средний эоцен сложен известковистыми глинами с редкими прослоями алевролитов, песчаников, мергелей. Верхний эоцен представлен известняками и мергелями, в том числе и битуминозными (междуречье Иль–Абин, Псекупс–Шибик). К западу, битуминозные мергели кумской свиты обогащаются терригенным материалом и сменяются глинами. На месторождениях Украинское, Ахтырско-Бугундырское, Холмское, Восточно-Северское, Новодмитриевское, Калужское залежи нефти и газа связаны с переслаивающейся толщей песчаников, алевритов, глин, реже – мергелей палеоцен-эоценовых отложений. Южный склон Кавказа западнее г. Сочи сложен подобными отложениями. Палеоцен-эоценовые разрезы рек Шахе, Лоо представлены, в основном, терригенными отложениями. Это переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников в различных соотношениях. В верхней части разреза (эоценовые отложения) появляются пласты мергеля, часто – битуминозного (навагинская свита, аналог кумской). В разрезе встречаются «горизонты с включениями» подводно-оползневое происхождения.

На современном континентальном склоне опробованы выходы палеоцен-эоценовых отложений. Они представлены глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, мергелями, редко – известняками. Для глубоководной области характерно накопление типичной флишевой толщи (разрезы рек Небуг, Агой). Наличие флишевого трога можно предположить и вдоль южного ограничения будущего Западно-Кубанского передового прогиба, где накопление флиша продолжается до раннего эоцена включительно. Многие авторы отмечают, что отложения эоцена равномерно развиты в районе вала Шатского и Туапсинского прогиба и представлены мергелями и известняками (преобладают протяжённые отражения высокой интенсивности). Можно предполагать наличие качеств резервуара этих отложений по аналогии с кумской свитой Адыгейского выступа.

В *майкопское* время начинается воздымание Кавказа, закладывается Туапсинский, Западно-Кубанский, Керченско-Таманский прогибы. В раннемайкопское время в основном вся исследуемая территория (от р. Урух

на востоке и до Азовского моря на западе) представляла собой область мелкого моря со спокойными условиями осадконакопления. Разрез представлен в основном глинами и мергелями с большим количеством остракод («остракодовый пласт» – полбинский горизонт), что указывает на прибрежную зону солонатоводных бассейнов. Это разрезы площадей Зыбза – Глубокий Яр, Ахтырско-Бугундырское. Наличие склоновых условий осадконакопления характерны для южного склона Северо-Западного Кавказа.

Разрез нижнего майкопа представлен песчанистыми мергелями, переслаивающимися глинами, алевролитами, песчаниками (мацестинская и хостинская свиты), глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников (сочинская свита). В мацестинской свите присутствует «горизонт с включениями». В результате морского пробоотбора подняты конгломераты, аргиллиты, мергели. Об отложениях глубоководных впадин можно судить по описанию майкопских отложений Индо-Кубанского прогиба. Разрез характеризуется полным отсутствием карбонатной составляющей. Для отложений майкопа характерно высокое содержание биогенного органического вещества. В результате морского пробоотбора в области глубоководной впадины, относящейся к Туапсинскому прогибу, были подняты образцы глин. Глины нижнего майкопа обладают хорошими генерационными свойствами ($C_{орг}$ до 8.66%, NI до 536мгУВ/г, T_{max} до 425°C).

В начале среднемайкопского времени условия в основной части района сохраняются, в основном отлагаются известковистые глины. Далее районы развиваются по-разному. В Центральном районе продолжают отлагаться глины, сохраняются спокойные условия осадконакопления. В Западном районе (р. Сухой Шибик, площади Кура-Цице, Ключевая, р. Пшиш, г. Анапа) отложения разнообразны: это глины, алевролиты, песчаники, глыбовые конгломераты (до 100 м), спонголиты, песчано-диатомовые и песчано-спонголитовые отложения. Можно отнести эту область к областям склона и областям быстроменяющихся условий. Отложения южного склона Кавказа представлены переслаивающимися слоями песчаников, алевролитов и глин, отмечаются прослой конгломератов. Крупнозернистые терригенные отложения являются резервуарами с хорошими емкостными свойствами.

К верхнему майкопу обстановки выравниваются, накапливаются глины известковистые с многочисленными включениями ярозита и сидерита, что указывает на небольшие глубины образования. В отложениях Южного склона Кавказа накапливаются песчаники и глины. Вал Шатского и Грузинская глыба на протяжении всего майкопского времени находилась в области, периодически затопляемой водой с небольшими островами и впадинами. По сейсмическим данным видно, что мощность майкопа

сокращается до нуля к валу Шатского и некоторым сводам Грузинской глыбы.

На рубеже раннего и среднего *миоцена* происходит заметная перестройка района. Прекращается прогибание Туапсинского прогиба. В основном вся область представляет собой шельф с накоплением различных комплексов отложений. Восточнее р. Псекупс накапливаются песчанистые глины с прослоями мергелей и известняков, встречаются прослои грубозернистых песчаников, редко – конгломератов. Выше залегают преимущественно глины с подчинёнными прослоями песков (разрез р. Белая). К западу от р. Псекупс мелководные отложения внутреннего шельфа представлены мелкогалечными конгломератами, ракушечниками, выше – детритовые ракушечники, иногда переслаивающиеся с алевролитами, глинами и мергелями, мшанковыми и оолитовыми известняками (р. Псекупс, г. Анапа, Хадзыженский р-н). В восточной части южного склона Северо-Западного Кавказа палеореки Кодори, Бзыбь, Мзымта, Шахе образуют терригенные фации конусов выноса. В пределах вала Шатского и Туапсинского прогиба по характеру волнового поля определяют отложения тарханского горизонта как терригенно-морские, образующие сплошной чехол, прорезанный каньонами. Отложения чокрака, карагана и конки представлены терригенно-морскими и лагунными образованиями, обломочными фациями заполнения эрозионных каналов, косослоистыми фациями конуса выноса; они образуют сплошной чехол и заполняют каньоны. Отложения сармата, мэотиса, понта определяют как глины, песчаники, терригенные турбидиты. В этих отложениях можно ожидать неструктурные литофациальные ловушки.

В постмиоценовое время глубоководная впадина начинает активно погружаться, сооружение Большого Кавказа воздымается. Неоген-антропоген явились временем активного складко- и разрывообразования в периферических зонах Большого Кавказа. Наибольшей интенсивности процессы складкообразования достигли на южном склоне Большого Кавказа, в Туапсинском прогибе. Здесь образовалась система сильно сжатых линейных складок, осложнённых надвигами и имеющих субширотное направление.

Анализ полученных реконструкций указывает на благоприятные условия для развития генерационно-аккумуляционных углеводородных систем.

Data on the sediments of the outcrops and wells of the Ciscaucasia and the western Caucasus and the results of bottom sampling of the northeastern part of the Black Sea were collected. The history of the paleobasin development has been reconstructed since the Early Jurassic period, and the main Source rock, Reservoir rock and Seal rock were identified.

Круглякова Р.П., Шевцова Н.Т.

Геоакустические и газогеохимические признаки гидратности континентального склона северо-востока Черного моря

(АО «Южморгеология», Геленджик; e-mail: kruglyakova@ymg.ru)

Kruglyakova R.P., Shevtsova N.T.

(Yuzhmorgeologia, Gelendzhik)

Geoacoustic and gas geochemical signs of hydrate presence on the continental slope north-east of the Black Sea

Ключевые слова: Черное море, газогидраты, «яркое пятно», отражающий горизонт BSR, покмарки

Комплексом геолого-геофизических и газогеохимических исследований на континентальном склоне и абиссали Черного моря выделены две зоны газогидратности: I – в нижнеплейстоценовых (чаудинских) отложениях, II – в верхнеплейстоцен-голоценовых (новоэвксинско-черноморских) отложениях.

На континентальном склоне и абиссали Черного моря на листах К-37-Х (каньон Мзымты), К-37-ХVI (Абиссаль 16)» выполнен комплекс геолого-геофизических исследований, включающий сейсмическую (МОВ-ОГТ), гравиметрическую и магнитометрическую съемки, низкочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НЧ НСП), придонное геоакустическое профилирование и гидролокация бокового обзора (ГЛБО) комплексом МАК-1М и газогеохимические исследования донных отложений (105 станций) (рис. 1). Пробы осадков отобраны прямоточной трубкой ПТ-130 (до 370 см). Осадки представлены новочерноморскими, древнечерноморскими и новоэвксинскими отложениями. Анализ углеводородных газов и углекислого газа (200 проб) выполнен по двум интервалам (I – до 100 см, II – от 100 до 370 см).

В донных отложениях выделены два типа аномалий метана – биогенный и смешанный (биогенно-термогенный). Осадки практически всего участка, за исключением локальных пятен, являются высоко газонасыщенными и представляют собой обширную *биогенную аномалию* с высоким содержанием метана (от 10 до 140 см³/кг), непредельных углеводородов и фоновым содержанием гомологов метана. На участке выделены три локальных концентрационных аномалий метана разной контрастности (рис. 1). Биогенно-термогенные аномалии метана (АнIа, АнIIа), вероятно, связаны с возможной миграцией УВ-флюидов из локальных поднятий Адлерское в Адлерской депрессии, Рябинкина на вале Шатского и Глубоководное в Восточно-Черноморской впадине. Эти локальные структуры выделены по результатам сейсмического профилирования.

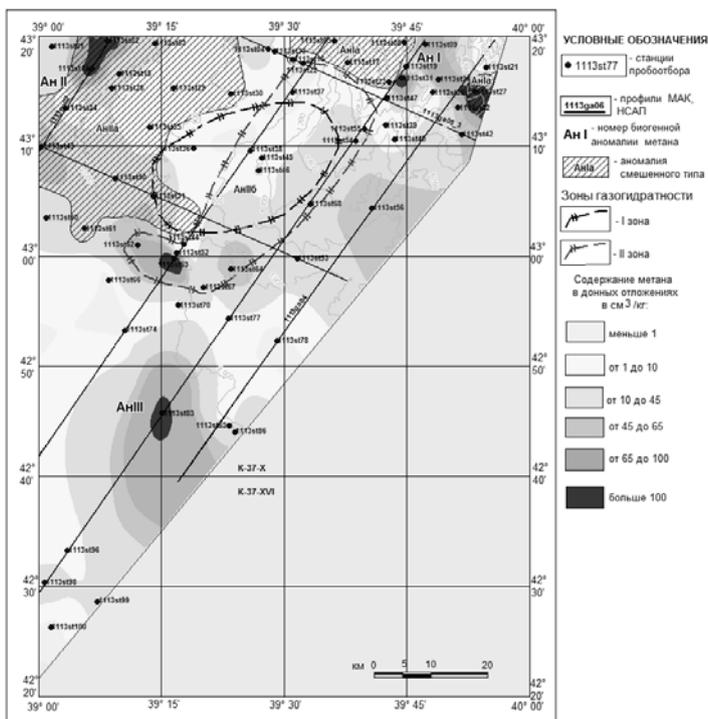


Рисунок 1. Распределение метана в древнечерноморских осадках северо-востока Черного моря

На изучаемом листе выделены две зоны газогидратности: I – в нижнеплейстоценовых (чаудинских) отложениях, II – в верхнеплейстоцен-голоценовых (новоэвксинско-черноморских) отложениях (рис.1).

Газогидраты в осадочной толще. По геоакустическим исследованиям выделена первая зона с признаками газогидратов – акустическая аномалия типа «яркое пятно», отражающий горизонт BSR (bottom simulating reflections), покмарки, оползни. На профиле 1113ga01 на профилограмме МАК 1М наблюдается аномалия типа «яркое пятно» длиной 1/1 км (рис. 2).

Такие амплитудные аномалии свидетельствуют о наличии скопления свободного газа в приповерхностных осадках под региональным флюидоупором. Флюидоупором являются гидратоносные слои, препятствующего подъему метана в верхние слои толщи осадков. Аномалия типа «яркое пятно» находится в области биогенно-термогенной аномалии метана с экстремально высоким содержанием метана ($\text{CH}_4=110 \text{ см}^3/\text{кг}$).

В пределах контрастной аномалии метана (АПа) на сонограмме МАК 1М по профилю 1113ga05 отмечены покмарки, образующие подобие кольцевой

структуры диаметром около 1 км (рис. 3а). Кольцевые структуры относятся к флюидопроводящим структурам, которые слабо изучены. Тем не менее, на дне Черного моря Е.Ф. Шнюковым обнаружена кольцевая структура диаметром около 12 км [1]. Вблизи кольцевой структуры наблюдается акустическая аномалия типа «яркое пятно» размером 270 м (рис. 3б).

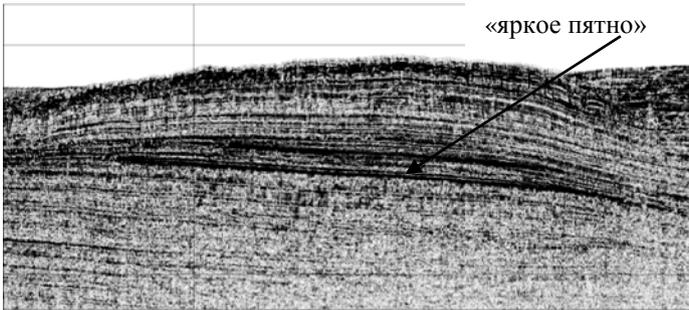


Рисунок 2. Профилограмма МАК-1М по профилю 1113ga01, иллюстрирующая акустическую аномалию типа «яркое пятно»

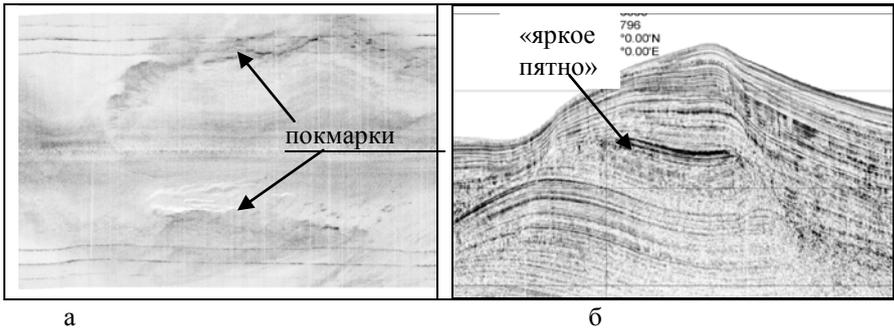


Рисунок 3. Сонограмма и профилограмма по профилю 1113ga05, иллюстрирующая покмарки (а) в виде кольцевой структуры и акустическую аномалию типа «яркое пятно» (б)

На профилограмме МАК-1М по профилю 1113ga03 в поле аномалии метана АИІ и зоны гидратов отмечается выраженный акустически жесткий горизонт (от поверхности на горизонте 350 м) протяженностью 8.9 км (рис. 4). С большой долей уверенности можно сказать, что это отражающий горизонт BSR (bottom simulating reflections), гидратоносный слой, под которым наблюдается акустическая мутность, т.е. газонасыщенные отложения с локальными скоплениями свободного газа. Известно, что

отражение BSR является одним из основных акустических признаков наличия газогидратов в донных осадках. На континентальном склоне горизонт BSR встречается практически повсюду. Район листов представляет собой аккумулятивную поверхность палео-конуса выноса реки Мзымта, области транспортировки и аккумуляции аккумулятивно-турбидитного материкового склона, подножия и абиссальной равнины. По геоакустическим исследованиям зафиксированы оползневые процессы, которые также являются косвенным показателем наличия гидратоносных слоев в осадочной толще.

Газогидраты в приповерхностном слое донных отложений (II зона). Все древнечерноморские отложения характеризуются экстремально высоким содержанием метана – до $140 \text{ см}^3/\text{кг}$ при среднем содержании – $28.5 \text{ см}^3/\text{кг}$.

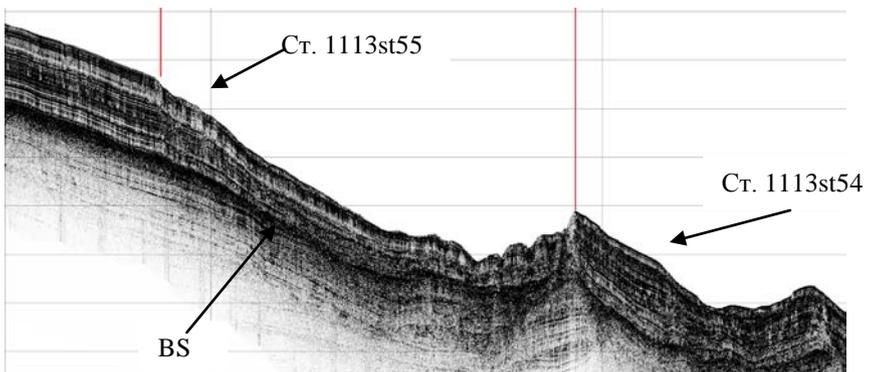


Рисунок 4. Фрагмент профилограммы по профилю 1113ga03, иллюстрирующий отражающий горизонт BSR (газогидратоносный слой) и газовый купол (ст. 1113st54)

В пределах аномалии II (AnII) на нескольких станциях в осадке отмечаются косвенные признаки газогидратов. Газогидраты здесь могут находиться в диспергированном состоянии. Геологами визуально отмечаются признаки газогидратов в осадках после подъема их на борт судна, что выражается в их высокой газонасыщенности, разбухании, обводнении, расслоении. Наблюдается пузырчатое газовыделение, растрескивание с образованием зияющих трещинок до 1 см. Деформирование, нарушение структуры осадков и высокая их газонасыщенность являются признаками разрушения микрокристаллов газогидратов. Мощность зоны обводнения и разрушения структуры осадка составляет от 30 до 80 см и наблюдается чаще всего в древнечерноморских отложениях, в которых прослой сапропеля образуют тонкое чередование с

глинистым материалом. Сапропель является экраном для миграции биохимического метана в выше залегающие слои осадка, под сапропелем биогенный (возможно, и миграционный метан) скапливается.

Контрастные аномалии биохимического метана в приповерхностных слоях донных осадков обусловлены биогенным генезисом метана комплексом метангенерирующих микроорганизмов в древнечерноморских осадках, высокой газонасыщенностью верхнего голоценового осадочного чехла, поступлением газов по каналам дегазации, разгрузкой метана из гидратоносных слоев.

Следовательно, в первых метрах донных отложений и в верхней части осадочного чехла в нижнеплейстоценовых отложениях северо-востока континентального склона Черного моря отмечены области скопления газогидратов. Здесь существуют все термодинамические условия для образования природного газогидрата – высокое содержание метана, низкие температуры (9.5°C), высокое давление (глубина моря от 1302 м до более 2000 м), наличие прослоев песка и алевролита. Известно, что в глубоководной зоне Черного моря газогидраты в приповерхностном слое дна могут образовываться при глубинах свыше 725 м [2, 3]. Газонасыщенность осадочной толщи отображается на профилограммах МАК-1М в виде акустически прозрачных, мутных осветленных слоев, газовых карманов, газовых куполов, газонасыщенных линз и прослоев.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках Государственного контракта №44/01/13-56 Роснедра «Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 листов К-37-Х (каньон Мзымты), К-37-ХVI (Абиссаль 16)».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е. Ф. Грязевые вулканы Черного моря как поисковый признак газогидратов метана // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 2. С. 119–127.
2. Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море. Средообразующая и экологическая роль. Под ред. академика НАН Украины Г.Г. Поликарпова // Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. 404 с.
3. Deep-water cold seeps, sedimentary environments and ecosystems of the Black and Tyrrhenian Seas and the Gulf of Cadiz Preliminary results of investigations during the TTR-15 cruise of RV *Professor Logachev* June-August, 2005

A set of geological, geophysical and gas geochemical studies on the continental slope and the abyssal of the Black Sea identified two zones of gas hydration: I - in the Lower Pleistocene (Chaudin) sediments, II - in the Upper Pleistocene-Holocene (Neo-Euxino-Black Sea) sediments.

Крылов А.А.

(ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, Санкт-Петербург; Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург; e-mail: akrylow@gmail.com)

Аутигенные карбонаты как возможный поисковый признак УВ

Krylov A.A.

(FGBU “VNIIOkeangeologia”, Saint Petersburg; St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg)

Authigenic carbonates as a possible prospecting indicator for HC

Ключевые слова: аутигенные карбонаты, метан, углеводороды, стабильные изотопы

По ведущим механизмам кристаллизации карбонаты подразделяются на следующие основные группы: 1) органогенные-биохемогенные («морские»); 2) диагенетические за счет микробиальной деструкции органического вещества («диагенетические-1»); 3) диагенетические за счет аэробного/анаэробного окисления метана любого генезиса - биохимического, катагенетического, абиогенного («диагенетические-2»); 4) диагенетические за счет микробиальной генерации метана («диагенетические-3»); 5) катагенетические за счет деструкции керогена. Как видно из приведенного перечня, большинство аутигенных карбонатов в той или иной степени связаны с углеводородами. Такие карбонаты теоретически могут быть использованы в качестве поискового критерия на углеводороды, поэтому очевидно необходимость проведения исследований в этом направлении. В докладе приведены и обоснованы изотопно-геохимические критерии отнесения карбонатов к вышеперечисленным группам.

По ведущим механизмам кристаллизации аутигенные карбонаты подразделяются на 5 основных групп: 1) хемогенные/биохемогенные, не связанные с диагенезом; 2) диагенетические за счет микробной деструкции органического вещества; 3) диагенетические за счет аэробного/анаэробного окисления метана различного генезиса (диагенетического, катагенетического, абиогенного); 4) диагенетические, формируемые в зоне метаногенерации; 5) катагенетические за счет деструкции керогена. Большинство из перечисленных групп аутигенных карбонатов прямо или косвенно связаны с углеводородами, что предопределяет возможность их использования в качестве поискового критерия на углеводороды.

Генезис аутигенных карбонатов может быть надежно установлен путем изотопных исследований ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Варьирование значений изотопов $\delta^{13}\text{C}$ позволяет разделить аутигенные карбонаты 1-4 групп, а с помощью изотопов $\delta^{18}\text{O}$ выделяются карбонаты 5 группы. Положение аутигенных карбонатов на «линиях смешения» является следствием их

перекристаллизации, и используется для определения степени участия различных источников карбонат-иона. Следы глубинных флюидов в кристаллической решетке аутигенных карбонатов могут быть выявлены посредством изучения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Основная масса приповерхностных аутигенных карбонатов озера Байкал обогащена тяжелым изотопом ^{13}C в результате значительного изотопного фракционирования углерода в системе «органическое вещество – метан – уголекислота – DIC» при кристаллизации в зоне метаногенерации, распространяющейся вплоть до поверхности дна. Карбонаты могут формироваться при условии трансформации уголекислоты в карбонат-ион за счет диагенетических реакций с терригенными минералами осадка (алюмосиликатами).

Субаквальные условия Арктического бассейна в целом характеризуются общей недонасыщенностью поровых вод относительно карбонатных минералов. Аутигенные карбонаты (икаит, сидерит, родохрозит, кальцит) могут кристаллизоваться при определенных условиях, главным образом, за счет 1) микробной деструкции органического вещества в диагенезе, 2) окисления метана, либо 3) взаимодействия обоих указанных механизмов.

Карбонаты, имеющие изотопные метки УВ, как правило, маркируют зоны фокусированной разгрузки/миграции флюидов (или палеофлюидов), либо области генерации УВ. Удаление от нефтегазовых залежей должно отражаться в закономерном изменении изотопного состава аутигенных карбонатов, что может быть использовано в качестве одного из косвенных поисковых признаков на УВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-16-05-00979.

According to the leading mechanisms of crystallization, authigenic carbonates are divided into the following main groups: 1) chemogenic-biochemogenic; 2) diagenetic due to microbial destruction of organic matter; 3) diagenetic due to aerobic/anaerobic oxidation of methane of any genesis - microbial, thermogenic, abiogenic; 4) diagenetic due to microbial generation of methane; 5) catagenetic due to degradation of kerogen. As can be seen from the above list, most authigenic carbonates are more or less related to hydrocarbons. Such carbonates can theoretically be used as a search criterion for hydrocarbons, so the need for research in this direction is obvious. The report gives and substantiates the isotope-geochemical criteria for the assignment of carbonates to the above groups.

**Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²,
Божежа Д.Н.¹**

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев, e-mail: yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail: korchagin.i.n@gmail.com)

**Оценка перспектив газоносности поискового участка в
районе месторождения на шельфе ЮАР частотно-
резонансным методом обработки данных ДЗЗ
Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²,
Bozhezha D.N.¹**

(¹Management and marketing Center of IGS UNAS, Kyiv, Ukraine; ²Institute of Geophysics of UNAS, Kyiv, Ukraine)

**Hydrocarbon potential assessment of prospecting area in region
of gas field on the SAR offshore by the frequency-resonance
method of remote sensing data processing**

Ключевые слова: данные ДЗЗ, обработка, интерпретация, шельф ЮАР, аномалия, газ, скважина, давление, блок

В пределах обследованного блока в районе газового месторождения F-O на южном шельфе ЮАР обнаружено и закартировано 13 аномальных зон типа «газ» различного размера и интенсивности. Обнаруженные аномалии следует рассматривать как приоритетные локальные участки для детального изучения геофизическими методами и разбуривания. Фактически, их можно рассматривать как зоны «Sweet spots» в плотных песчаниках. Запроектированная скважина на газовом месторождении F-O была перенесена в контур ближайшей обнаруженной аномалии.

В докладе приводятся и анализируются материалы апробации прямопоисковой технологии частотно-резонансной обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [1–3] на шельфе Южно-Африканской республики (ЮАР). Исследования демонстрационного характера с использованием частотно-резонансного метода обработки спутниковых снимков проведены в ноябре 2014 г. на газовом месторождении F-O, расположенном на южном шельфе ЮАР в пределах лицензионного блока 9 (проект Ikhwezi) (рис. 1).

Практический интерес к этому региону в целом и к участку (месторождению) F-O в частности, обусловлен тем обстоятельством, что месторождение находилось на стадии промышленного освоения. На нем планировалось бурение скважин (две уже были пробурены) с горизонтальным окончанием ствола. Полученные результаты обработки данных ДЗЗ могут, в какой-то мере, быть использованы также при принятии

окончательных решений о точках заложения новых скважин.

Отметим также, что в конце 2013 г. с использованием технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ авторы выполнили оценку перспектив нефтегазоносности двух крупных блоков на суше Южной Африки – в ЮАР и Намибии. В связи с этим появляется также возможность полученные результаты на шельфе сопоставить (сравнить) с материалами аналогичных исследований рекогносцировочного характера на суше.

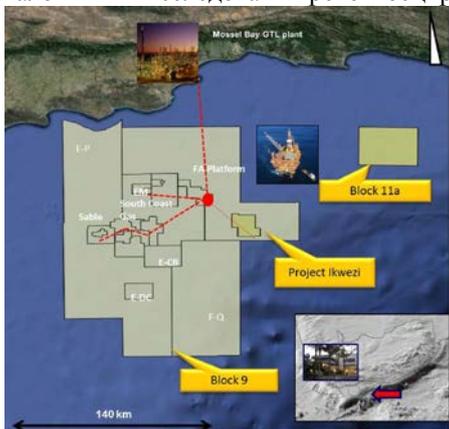


Рисунок 1. Карта-схема расположения проектов в пределах блока 9 на шельфе Южной Африки. Во время исследований работы велись в рамках проекта Ikwezi (F-O Area). Порядка четырех скважин было уже пробурено по проекту с вертикальной глубиной 3600 м, и с горизонтальными участками до 1700 м в целевом горизонте. Скважины бурились буровой платформой Transocean Marianas Rig.

Часть необходимой для проведения исследований информации (в том числе и координаты контура участка, а также пробуренных и проектных скважин) заимствованы из материалов, представленных Заказчиком. Положение лицензионного блока и участка обследования показаны на рис. 1. Дополнительные сведения по району работ заимствованы впоследствии из презентации, а также документов на сайте [www.petrosa.co.za] компании-оператора лицензионного блока.

Основным коллектором на месторождении являются плотные песчаники, разбитые значительным количеством тектонических нарушений и расположенные ниже стратиграфического несогласия 1At1. В пределах месторождения F-O пробурены четыре скважины, две из которых классифицируются как газовые открытия с потенциально коммерческими притоками газа. Коллектор месторождения имеет низкую пористость (2-18%) и низкую проницаемость (<0.1 до 10 MD). В нем также есть некоторые «хорошие» пропластки с проницаемостью до 250 MD.

Для обработки данных ДЗЗ был подготовлен спутниковый снимок участка в масштабе 1:80000. Площадь показанного на нем лицензионного участка – 275 км², а обработанного спутникового снимка – 510 км².

Результаты частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ участка обследования в графическом виде (карты аномальных зон) представлены на рис. 2 и 3. Анализ материалов обработки спутникового снимка участка

позволяет резюмировать следующее.

1. Всего в пределах обследованной площади на резонансных частотах газа обнаружено и закартировано 13 аномальных зон типа “Gas”: семь в пределах блока F-O и четыре за его пределами. Две аномальные зоны полностью не оконтурены (рис. 2–3). Самая крупная по площади аномалия расположена за пределами блока F-O (в левом нижнем углу).

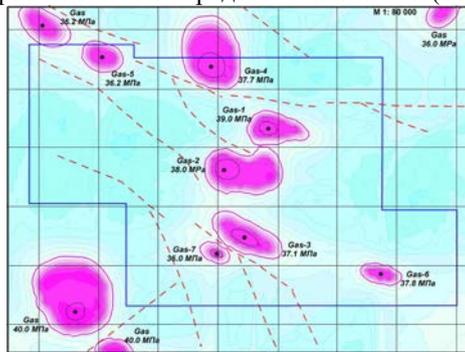


Рисунок 2. Карта аномальных зон типа "Gas" в пределах участка F-O на шельфе ЮАР. Масштаб обработки – 1:80000.

1 – шкала значений комплексной величины пластового давления, МПа; 2 – тектонические нарушения по результатам обработки снимка; 3 – центральные точки аномальных зон; 4 – контуры блока F-O.

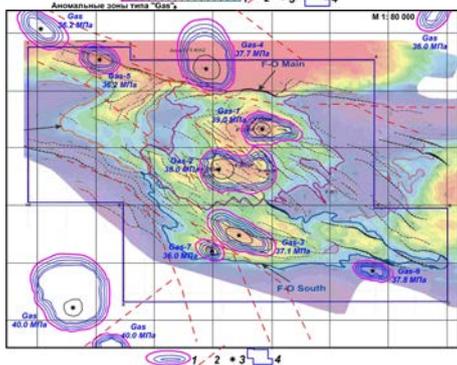


Рисунок 3. Карта аномальных зон типа "Gas" в пределах участка F-O на шельфе ЮАР на структурной карте участка. Масштаб – 1:80000. 1 – изолинии значений величины давления, МПа; 2 – тектонические нарушения по результатам обработки снимков; 3 – центральные точки аномальных зон; 4 – контуры блока F-O.

2. Так как использованный частотно-резонансный метод обработки и интерпретации данных ДЗЗ базируется на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований [3], то выделенные аномальные зоны типа “Gas” можно считать приближенными проекциями на дневную поверхность контуров газовых скоплений во всем интервале разреза. Другими словами, в результате (оперативно!) проведенных исследований получена новая (дополнительная) информация о нефтегазовом потенциале обследуемого участка с «прямыми признаками нефтегазоносности».

3. В процессе проведения обработки спутникового снимка на резонансных частотах нефти фиксировались очень слабые аномальные отклики. Попытки зафиксировать аномальные эффекты на резонансных частотах серы также не дали положительного результата. В связи с этим аномальные зоны типа “Oil” на обследованной участке не выделены.

4. Площади отдельных аномальных зон (в км²) по изолиниям 0 МПа и 25 МПа являются следующими: Gas-1 – 4.88, 2.61; Gas-2 – 9.39, 6.08; Gas-3 – 6.41, 3.05; Gas-4 – 11.22, 6.89; Gas-5 – 3.17, 1.47; Gas-6 – 2.12, 0.9; Gas-7 – 1.48, 0.38; Gas (левый верх) – 4.56, 1.93; Gas (правый верх) – 1.74, 0.73; Gas (левый низ) – 16.25, 11.34; Gas (левый низ) – 1.37, 0.7. Общая площадь всех аномалий по изолинии 0 МПа равна 62.59 км², а по изолинии 25 МПа – 36.08 км². По отношению к площади участка (510 км²) это составляет 12.27% и 7.07% соответственно. Такие значения процентного отношения общей площади аномалий к площади обследованного участка следует считать относительно высокими.

5. Учитывая небольшие размеры обнаруженных аномалий можно констатировать, что использованный для обработки масштаб снимка 1:80000 является мелким. Можно допустить, что в этом масштабе обнаружено 75–80% аномалий. На рекогносцировочной стадии обработку снимка здесь целесообразно проводить в масштабе 1:25000 – 1:30000.

6. Оценки максимальных значений пластового давления флюидов в коллекторах изменяются от 36 до 40 МПа. Максимальные значения этого параметра зафиксированы в юго-западной части участка. Можно допустить, что в этой части глубины залегания продуктивных горизонтов увеличены.

7. Оказалось, что запроектированная скважина FO-12 находится за пределами ближайшей закартированной аномальной зоны Gas-2 (рис. 2–3). После анализа всей имеющейся информации специалисты Компании-оператора месторождения приняли решение перенести точку бурения скважины в контуры обнаруженной аномальной зоны «Gas-2» (рис. 2–3).

Для оценки того, насколько удачным был такой перенос, дополнительно обработан снимок участка расположения скважины в более крупном масштабе – 1:15000 (рис. 4). Из него следует, что в контурах обнаруженной ранее аномалии выделены локальные участки с повышенными значениями давления. Такие зоны - наиболее перспективные для заложения скважин.

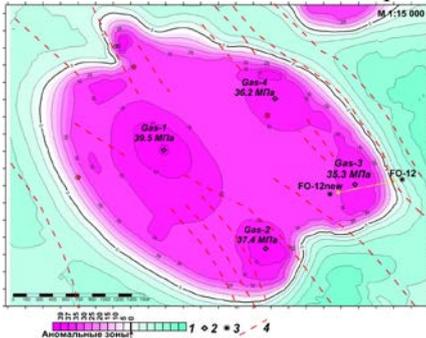


Рисунок 4. Карта аномальных зон типа типа "Gas" на шельфе ЮАР в районе скважины FO-12.

1 – шкала комплексного параметра максимальной величины пластового давления Q, МПа; 2 – центральные части аномальных зон; 3 – точки расположения скважины FO-12; 4 – тектонические нарушения.

Итак: 1. В пределах обследованного участка F-O закартированы аномальные зоны типа «залежь газа» различного размера и интенсивности.

Параметры многих аномалий зон позволяют классифицировать их как перспективные объекты, вероятность получения промышленных притоков газа из которых очень высокая.

2. Обнаруженные зоны следует считать локальными участками для первоочередного детального изучения геофизическими методами и разбуривания. Это, по сути, зоны "Sweet spots" в плотных песчаниках.

3. Начало освоения газоносного участка F-O с обнаруженных аномальных зон позволит, в целом, оптимизировать расположение эксплуатационных скважин и существенным образом уменьшить вредное воздействие (экологическую нагрузку) на окружающую среду.

Данные ДЗЗ на участках обнаруженных и закартированных аномалий могут быть обработаны в более крупном (детализационном) масштабе. Это позволит уточнить контуры обнаруженных аномалий и закартировать пропущенные перспективные объекты небольших размеров. В пределах обнаруженных аномалий методом вертикального сканирования данных ДЗЗ могут быть оценены (приблизительно) глубины и мощности аномально поляризованных пластов (АПП) типа «газ». Обнаруженные и закартированные аномальные зоны могут быть детализированы геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ с борта судна [3]. При этом зондирование ВЭРЗ позволит оценить глубины залегания и мощности продуктивных горизонтов. Зондирование ВЭРЗ по площади позволяет рассчитать площади распространения продуктивных горизонтов, их объемы, а также оценить приблизительно потенциальные ресурсы газа в пределах отдельных аномалий. Результаты геоэлектрических исследований по точности и детальности превосходят результаты обработки данных ДЗЗ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.

2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.

3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167–176.

Within the tested block in the area of F-O gas field on South Africa offshore 13 anomalous zones of the "gas" type of varying size and intensity were discovered and mapped. The observed anomalies should be considered as priority local areas for detailed study by geophysical methods and drilling. In fact, they can be considered as "Sweet spots" zones in tight sandstones. The projected well on the F-O gas field was moved into the contour of nearest detected anomaly.

**Левашов С.П.¹, Самсонов А.И.¹, Якимчук Н.А.¹,
Корчагин И.Н.², Божежа Д.Н.¹**

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев, e-mail: yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail: korchagin.i.n@gmail.com)

Перспективы нефтегазоносности структур

«Белосарайская» и «Ударная» в Азовском море по данным частотно-резонансной обработки спутникового снимка

**Levashov S.P.¹, Samsonov A.I.¹, Yakymchuk N.A.¹,
Korchagin I.N.², Bozhezha D.N.¹**

(¹Management and marketing Center of IGS UNAS, Kyiv, Ukraine; ²Institute of Geophysics of UNAS, Kyiv, Ukraine)

Prospects of oil and gas potential of "Belosarayskaya" and "Udarnaya" structures in the Sea of Azov according to the frequency-resonance processing of a satellite image

Ключевые слова: данные ДЗЗ, обработка, шельф Азовского моря, аномалия, нефть, газ, скважина, давление, сканирование, фундамент

При частотно-резонансной обработке спутникового изображения были закартированы аномальные локальные структуры «Белосарайская» и «Ударная». Результаты вертикального сканирования подтвердили перспективы обнаружения залежей УВ в консолидированной части разреза района. Буровая скважина «Белосарайская-1» (1400 м) окончательно не решила вопрос о перспективах обнаружения промышленных скоплений УВ в структуре.

Объектом исследований в материалах настоящего доклада были локальные структуры «Белосарайская» и «Ударная» в северной части Азовского моря. Интерес к этим объектам обусловлен планами бурения поисковых скважин на структурах в 2013 г. Цель исследований – оценка перспектив обнаружения скоплений УВ (нефти и газа) в пределах этих локальных структур с помощью частотно-резонансного метода обработки и дешифрирования данных ДЗЗ до завершения бурения поисковых скважин.

Метод исследований. Использовалась технология частотно-резонансной обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с целью прямых поисков и разведки скоплений горючих и рудных полезных ископаемых – нефти, газа, газоконденсата, воды, золота, урана, и т.д. [1–3]. В рамках технологии дополнительно разработан и активно используется специальный метод оценки максимальных значений пластовых давлений флюидов в коллекторах [2]. Полученные оценки максимальных значений пластового давления дают возможность оценить в первом приближении глубины залегания, перспективных на обнаружение УВ

горизонтов (объектов).

Исходная информация. В процессе проведения исследований использовались: 1) структурная схема района работ по отражающему сейсмическому горизонту IV (K1) (рис. 1); 2) временной сейсмический разрез по линии профиля структура «Олимпийская» – структура «Матросская» (рис. 2); 3) координаты проектных скважин «Белосарайская-1» и «Ударная-1». Положение скважин показано на рис. 1.

На структуре «Белосарайская» началось бурение поисковой скважины «Белосарайская-1» (рис. 1, 2). После завершения ее бурения планировалось приступить к бурению скважины «Ударная-1» (рис. 1).

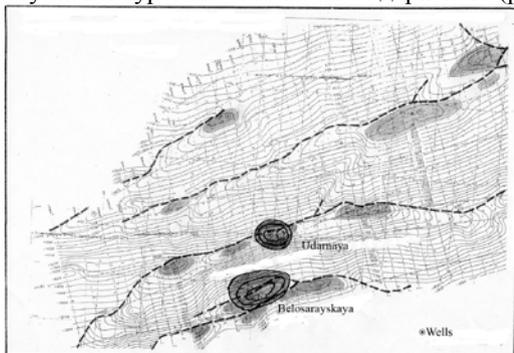


Рисунок 1.
Структурная схема
района работ
поотражающему
сейсмическому
горизонту IV (K1).

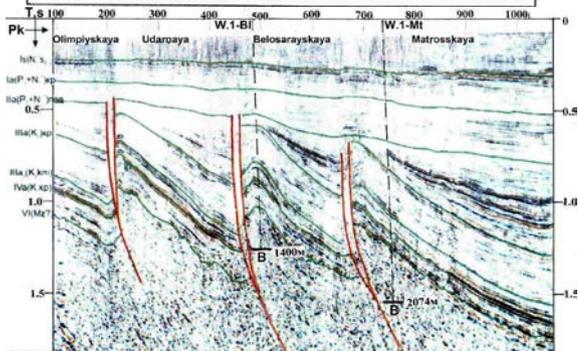


Рисунок 2.
Временной
сейсмический разрез
по линии профиля
структура
«Олимпийская» –
структура
«Матросская».

Результаты частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ. Данные ДЗЗ локального участка обследования обработаны в масштабе 1:50000 (рис. 3). В таком масштабе режим обработки данных ДЗЗ классифицируется как детальный. Однако масштаб 1:50000 в детальном режиме обработки считается минимально допустимым.

В результате проведенных исследований в пределах структуры «Белосарайская» обнаружена и закартирована аномальная зона типа «газ+конденсат» с максимальными значениями пластового давления флюидов в коллекторах порядка 26 МПа (рис. 3). В пределах структуры «Ударная» обнаружена аномалия типа «нефть+газ», максимальные значения

пластового давления оценены здесь в 26 МПа. Из рис. 3 следует, что точки запроектированных поисковых скважин на структурах «Белосарайская» и «Ударная» расположены на небольшом расстоянии от центральных точек закартированных аномальных зон.

Полученные оценки максимальных значений пластового давления позволяют предположить, что притоки флюидов в пределах этих структур могут быть получены с глубин порядка 2600 м.

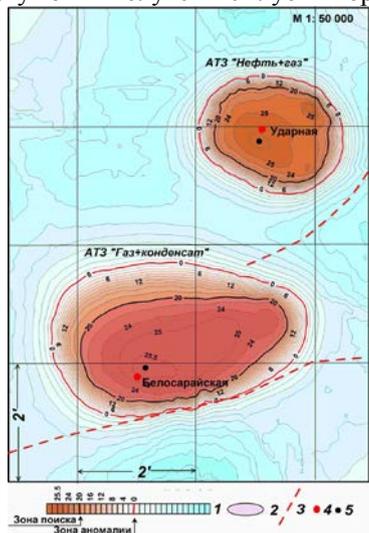


Рисунок 3. Карта аномальных зон типа "залежи УВ" в районе "Белосарайской" и "Ударной" структур. 1 – шкала значений величины пластового давления, МПа; 2 – зона "свободного" газа; 3 – тектонические нарушения; 4 – положение проектных скважин; 5 – центральные части аномальных зон.

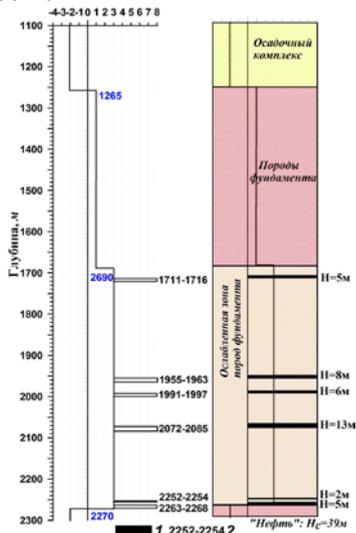


Рисунок 4. Результаты вертикального сканирования данных ДЗЗ в пункте V1 (район пробуренной скважины "Белосарайская" на одноименной структуре). 1 – аномально поляризованный пласт (АПП) типа «нефть»; 2 – интервал залегания АПП.

Результаты бурения. В пределах структуры «Белосарайская» пробурена поисковая скважина глубиной 1400 м, только до пород фундамента (рис. 1-3). В скважине по результатам каротажа выделено несколько перспективных на УВ горизонтов. В процессе испытания этих коллекторов получены только притоки воды.

В связи с отрицательными результатами бурения на структуре «Белосарайская» поисковая скважина на структуре «Ударная» в 2013 г. не бурилась.

Вертикальное сканирование данных ДЗЗ. Сложившаяся ситуация (наличие аномалий и отсутствие притоков УВ) вполне закономерно поставила перед авторами следующий вопрос – а не могут ли продуктивные горизонты находиться глубже, в фундаменте? Полученные оценки пластового давления флюидов указывают на вполне реальную возможность их наличия в этом интервале разреза.

Для проверки этого предположения в точке бурения скважины на структуре «Белосарайская» было выполнено вертикальное сканирование данных ДЗЗ в интервале глубин 1100–2600 м. По результатам сканирования в обследованном интервале разреза выделены следующие комплексы пород (рис. 4): а) осадки – 1200–1265 м; б) породы фундамента – 1265–1690 м; в) нарушенные (дислоцированные) породы фундамента – 1690–2270 м; г) 2270 м и глубже – снова породы фундамента.

Далее, в толще разреза, в который попадают нарушенные породы фундамента (интервал 1690–2270 м), на резонансных частотах нефти выделено шесть АПП типа «нефть» на глубинах (рис. 4): 1) 1711–1716 м; 2) 1955–1963; 3) 1991–1997 м; 4) 2072–2085 м; 5) 2252–2254 м; 6) 2263–2268 м. Общая мощность всех АПП типа «нефть» – 39 м.

Результаты вертикального сканирования подтвердили перспективы обнаружения залежей УВ в консолидированной части разреза района.

Изучение литературных источников по этому региону показало, что залежи УВ прогнозируются здесь в фундаменте и другими исследователями.

В публикации [4] эта часть Азовского моря интерпретируется как система надвигов (рис. 5). Авторы статьи также прогнозируют в этом районе наличие залежей нефти в консолидированной части разреза. Если принять их модель строения региона, то выделенная вертикальным сканированием зона нарушенных пород фундамента (рис. 4) может трактоваться как зона скольжения надвига.

Проведенные с использованием технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ экспериментальные исследования по оценке перспектив нефтегазоносности локальных структур «Белосарайская» и «Ударная» в северной части Азовского моря показали, что участки расположения этих структур являются перспективными на обнаружение залежей УВ в разрезе. Полученные значения максимальных оценок пластового давления флюидов в коллекторах дают основания для предположений о возможном нахождении скоплений УВ в консолидированной части разреза.

Пробуренная скважина «Белосарайская-1» (глубинной порядка 1400 м) однозначно (и окончательно) не решила вопрос о перспективах обнаружения промышленных скоплений УВ в пределах структуры «Белосарайская», так как она раскрыла только осадочные отложения разреза.

Вертикальным сканированием разреза в районе скважины подтверждена возможность обнаружения залежей УВ в нарушенной части консолидированной разреза.

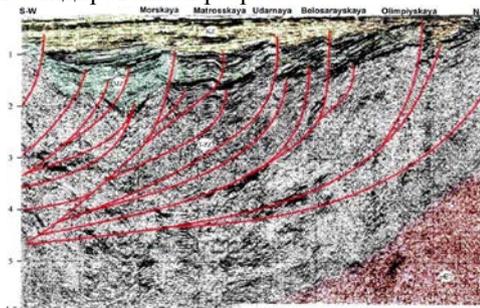


Рисунок 5. Фрагмент временного разреза по профилю 59847 (интерпретация В.И. Попкова), иллюстрирующий строение Предскифского прогиба. В левой части рисунка – фронтальная часть Азовского аллохтона [4].

В случае проведения описанных выше исследований до начала разработки проектов бурения поисковых скважин «Белосарайская-1» и «Ударная-1» вполне могло бы быть принято решение о целесообразности разбуривания перспективных интервалов консолидированной части разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167–176.
4. Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Н. Новый региональный нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2011. № 2 (41). С. 111–114.

By the frequency-resonance processing of satellite image, the anomalies of the "HC reservoir" type were mapped over the Belosarayskaya and Udarnaya structures. By vertical scanning of the cross-section in the Belosarayskaya structure contours, in the broken part of the basement six APLs of the "oil" type were identified. The drilled well "Belosarayskaya-1" (1400 m) did not finally solve the issue of prospects of detection of industrial accumulations of HC within the structure, since it disclosed only the sedimentary deposits of the cross-section.

**Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²,
Божежа Д.Н.¹**

(¹Центр менеджмента и маркетинга ИГН НАНУ, Киев, e-mail:
yakymchuk@gmail.com, ²Институт геофизики НАНУ, Киев, e-mail:
korchagin.i.n@gmail.com)

**Предварительные результаты оценки перспектив
нефтегазоносности участка бурения скважины “Onisiforos
West-1” в Средиземном море (блок 11, шельф Кипра)
Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²,
Bozhezha D.N.¹**

(¹Management and marketing Center of IGS UNAS, Kyiv, Ukraine; ²Institute of
Geophysics of UNAS, Kyiv, Ukraine)

**Preliminary results of the oil and gas potential estimation in
area of "Onisiforos West-1" well drilling in Mediterranean Sea
(block 11 on the Cyprus offshore)**

Ключевые слова: данные ДЗЗ, обработка, Средиземное море, аномалия, нефть, газ, скважина, давление, сканирование, пористость

При обработке частотно-резонансного изображения спутника аномалия типа «газ» была обнаружена в районе бурения скважин "Onisiforos West-1". При вертикальном сканировании разреза были идентифицированы семь АПП типа «газ». Наиболее перспективные для обнаружения газа АПП расположены в интервалах глубин 1800–2250 м и 4050–4250 м.

Основная цель оперативно проведенных работ на участке бурения поисковой скважины – дополнительная демонстрация работоспособности и потенциальных возможностей мобильной и прямопоисковой технологии частотно-резонансной обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Метод исследований. Отличительные особенности технологии частотно-резонансной обработки и декодирования данных ДЗЗ описаны в многочисленных публикациях, в том числе и приведенных в [1–3], примеры практического применения приведены в статьях [1–7].

На протяжении многих лет технология активно используется для поисков и разведки рудных и горючих полезных ископаемых. В статье [4] приводятся и анализируются результаты применения мобильных методов на участках бурения поисковых скважин. В статье [6] представлены результаты применения технологии для обнаружения и локализации вертикальных каналов миграции глубинных флюидов (УВ в том числе) в различных регионах мира (на суше и на шельфе). Дополнительную информацию об используемой мобильной технологии можно найти на сайте

[<http://www.geoprom.com.ua/index.php/ru/>]. Отметим также, что в этом регионе (глубоководной части восточного Средиземноморья) авторы проводили исследования демонстрационного характера в 2015 и 2016 гг.

В сентябре 2015 г. выполнена частотно-резонансная обработка спутникового снимка участка бурения поисковой скважины на газовом месторождении Zohr. Масштаб обработки – 1:150000, это рекогносцировочный режим исследований с использованием прямопоисковых методов. Полученные результаты представлены в [5].

В марте 2016 г. при проведении работ по поискам каналов вертикальной миграции глубинных флюидов в различных регионах мира выполнена частотно-резонансная обработка двух локальных участков в пределах Block 9 (Shorouk) на шельфе Египта и Block 11 на шельфе Кипра. Масштаб обработки снимков этих участков – 1:50000, детализационный. В пределах этих участков обнаружены вертикальные каналы миграции глубинных флюидов. Материалы исследований на этом этапе опубликованы в [6].

Данные, используемые при обработке спутниковых снимков. При проведении работ используются:

- а) Координаты площади исследования;
- б) Образцы и названия поискового вещества (нефть, газ, газоконденсат);
- в) Координаты и литологические данные по эталонным скважинам, расположенным вблизи района проведения работ (сухие и продуктивные).
- г) Примерные интервалы глубин залегания поисковых объектов.

Процесс эталонирования (если представлены перечисленные данные) позволяет более точно определить резонансные частоты, по которым в дальнейшем осуществляется поиск целевых объектов в данном регионе. Процесс эталонирования также существенно увеличивает достоверность (точность) результатов работ. При отсутствии исходных данных обработка снимков проводится без этапа эталонирования. В этом случае используются общие (среднестатистические) частоты для месторождений УВ.

Исходные данные. При проведении работ использовались:

- а) Информационные сообщения на сайтах Интернета о подготовке к бурению скважины, в том числе и приведенные в списке [8–9].
- б) Материалы ранее проведенных исследований в этом регионе [5–6].
- в) Приблизительное местоположение поисковой скважины "Onisiforos West-1". Оно установлено по координатам расположения бурового судна, которые регулярно приводятся (обновляются) на сайте [10].

Результаты обработки. Частотно-резонансная обработка спутникового снимка локального участка расположения поисковой скважины "Onisiforos West-1" проводилась 18–22 августа 2017 г. Для обработки был подготовлен снимок участка моря в масштабе 1:80000 (рис.). Такой масштаб обработки не является детальным. На начальном этапе работ на обследованном участке обнаружена и протрассирована зона тектонического нарушения северо-

северо-западного простирания. Скважина "Onisiforos West-1" расположена в непосредственной близости от этого нарушения. В районе расположения скважины обнаружена и закартирована аномальная зона "Gas-1", которая примыкает к разломной зоне с запада. В пределах обнаруженной аномалии "Gas-1" оценка максимального значения пластового давления составила 53.5 МПа. В пределах аномалии в интервале глубин 1700–6000 м зарегистрированы аномальные отклики в следующих интервалах давлений (МПа): 1) 18.50–22.90; 2) 27.22–28.30; 3) 37.89–39.30; 4) 42.8–43.70; 5) 51.36–53.95. В южной половине площади обнаружены еще две аномальные зоны типа «газ» ("Gas-2" и "Gas-3") и одна небольшая аномалия типа «нефть» – "Oil".

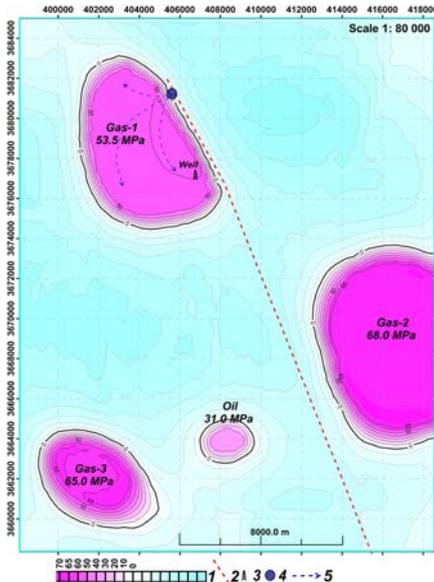


Рисунок. Карта аномальных зон типа "Gas-Oil" на участке бурения поисковой скважины "Onisiforos West-1" в Средиземном море (Блок 11 на шельфе Кипра). 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – тектоническое нарушение по данным обработки снимка; 3 – положение поисковой скважины "Onisiforos West-1"; 4 – вертикальный канал миграции газа: координаты: X = 3681141.20, Y = 405538.18; 5 – прогнозируемые пути миграции газа.

С использованием методики обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции глубинных флюидов [6] проведены поиски такого рода каналов в контурах аномальной зоны "Gas-1". В результате, канал вертикальной миграции флюидов был обнаружен в разломной зоне (рис. 1). Оценка значений пластового давления в центральной точке канала составила порядка 80 МПа.

В районе расположения поисковой скважины в интервале глубин 1700–6000 м выполнено сканирование геологического разреза с целью определения глубин залегания и мощностей аномально поляризованных пластов (АПП) типа «газ». В процессе проведения сканирования в АПП типа «газ» дополнительно оценивались пластовые давления, а также пористость. Вычислялась также разница между пластовым давлением в АПП и

условным гидростатическим на этой глубине (параметр D). По результатам сканирования в разрезе выделено семь АПП типа «газ», перспективных на обнаружение залежей газа. Параметры выделенных АПП типа «газ» представлены в таблице. Наиболее перспективными на обнаружение газа являются поисковые интервалы: 1) 1800–2250 м и 2) 4050–4250 м.

Таблица. Результаты вертикального сканирования в районе бурения скважины “Onisiforos West 1” в Средиземном море

№	Пласт	Кровля, м	Подосва, м	Мощность, м	Давление МПа	D	Пористость %
1	Gas	1729	1740	11	17.3	0.0	
1a	Water+Gas	1740	1754	14			
2	Gas	1825	1830	5	20.35	+2.08	13
2a	Water	1830	1844	14			
3	Gas	1920	1930	10	20.6	+1.35	13
3a	Water+Gas	1930	1939	9			
4	Gas	2030	2040	10	21.3	+0.95	18
5	Gas	2110	2120	10	22.4	+1.25	20
5a	Water	2120	2121	1			
6	Gas	2188	2210	22	22.8	+0.85	22
6a	Water	2210	2212	2			
7	Water+Gas	2225	2232	7			
8	Gas	2759	2770	11	27.65	0.0	14
8a	Water	2770	2774	4			
9	Water+Gas	2820	2835	15			
10	Water+Gas	3400	3423	23			
11	Water+Gas	3590	3609	19			
12	Water+Gas	3779	3783	4			
13	Gas	4070	4080	10	43.1	+2.25	13
13a	Water	4080	4090	10			
14	Gas	4220	4226	6	43.0	+0.77	15
14a	Water	4226	4232	6			
15	Water+Gas	4760	4783	23			
16	Water+Gas	5230	5241	11			

Возможные дополнительные работы. В пределах аномалии “Gas-1”:

1. Целесообразно провести обработку спутникового снимка участка расположения аномальной зоны "Gas-1" в более крупном масштабе.

2. Обнаруженные сканированием в точке бурения скважины АПП типа «газ» могут быть прослежены по площади всей аномалии "Gas-1". Материалы сканирования по площади позволят рассчитать объемы прогнозируемых коллекторов и оценить в первом приближении прогнозные ресурсы газа в них.

Результаты проведенных экспериментальных исследований рекогносцировочного характера повышают, в целом, вероятность обнаружения в скважине "Onisiforos West-1" скоплений (залежей) газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167–176.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Мобильные технологии прямых поисков нефти и газа: о целесообразности их дополнительного применения при выборе мест заложения скважин // Геоинформатика. 2015. № 3. С. 5–30.
5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Оперативная оценка перспектив нефтегазоносности участка в районе газового месторождения Zohr на шельфе Египта в средиземном море частотно-резонансным методом обработки и интерпретации данных ДЗЗ // Геоинформатика. 2015. № 4. С. 5–16.
6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. и др. Мобильные прямопоисковые технологии: факты обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции флюидов – дополнительные свидетельства в пользу глубинного синтеза углеводородов // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 5–23.
7. Левашов С.П., Батырова Б.Х., Якимчук Н.А. и др. Применение частотно-резонансного метода обработки данных ДЗЗ в детализационном режиме для оценки нефтегазоносности локального поискового участка // Геоинформатика. 2017. № 1. С. 5–18.
8. <http://www.cyprusprofile.com/en/articles/view/energy-giants-upbeat-over-block-11-prospects>
9. <http://www.leptosestates.com/news/leptos-cyprus-news/Drilling-Ship>
10. http://www.marinetraffic.com/en/ais/details/ships/shipid:419249/mmsi:356736000/imo:9372523/vessel:WEST_CAPELLA#HPBV6rLfRvkTh11y.

99
By the satellite image frequency-resonance processing, the anomaly of "gas" type was detected in the area of "Onisiforos West-1" well drilling. By vertical scanning of the cross-section in the point of well location seven APLs of the "gas" type were identified. The most promising for gas detection ALPs are located in depth intervals of 1800–2250 m and 4050–4250 m. The results of the conducted experimental exploratory studies increase, as a whole, the probability of gas accumulations (deposits) detection in the "Onisiforos West-1" well.

Ломтев В.Л.

К строению и газоносности западной части Каролинской плиты (ложе Пацифики)

(ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: v.lomtev@imgg.ru)

Lomtev V.L.

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

To the structure and gas bearing of Western Caroline plate (Pacific abyssal floor)

Ключевые слова: вал Эаурипик, Западно-Каролинская котловина, кайнозойский чехол, коровый срыв, разлом, газоносность.

Тектоническая гофрировка запада Каролинской плиты, связанная с коровым срывом, газоносность фундамента и кайнозойского чехла, подводные долины с намывными дамбами и контрастные турбидиты в Западно-Каролинской котловине, оползни на восточном склоне вала Эаурипик, осадочные волны в нижней толще чехла на вершине вала и другие обнаружены по данным НСП ИМГиГ ДВО РАН.

В докладе представлены профили НСП 124, 125 и их фрагменты с элементами авторской интерпретации (рис. 1–3). НСП проводилось сейсмиками ИМГиГ ДВО РАН в 5-ом рейсе НИС «Проф. Гагаринский»-1989 под руководством к.г.-м.н. В.Н. Патрикеева. Был намечен приэкваториальный (3–4° с.ш.) геотраверз на западе Каролинской плиты с валом Эаурипик и Западно-Каролинской котловиной. НСП проводилось на скорости 6.8–8–4 узла и рабочей частоте 120–150 Гц. На рис. 2, 3а-и указано судовое время и пройденное расстояние в милях в соответствии с каталогом координат по этому рейсу (фонды ИМГиГ).

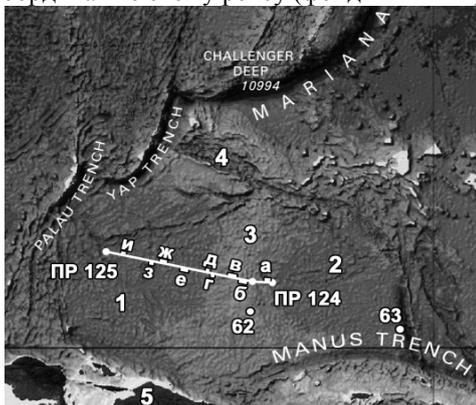


Рисунок 1. Батиметрическая карта Каролинской плиты с сайта www.gebco.net (ГИН РАН) с положением профилей (ПР) НСП 124, 125 и их фрагментов (рис. 2, 3а-и): 1, 2 – Западно- и Восточно-Каролинская котловины, 3 – вал Эаурипик, 4 – Каролинский хребет, 5 – Новогвинейская островная дуга.

Каролинская плита находится на юго-западе ложа Пацифики, занимая

входящий структурный угол, образованный фронтальными системами дуга-желоб Евразии и Австралии (рис. 1). Некоторые авторы считают ее задуговой плитой с проявлениями спрединга и магматизма в олигоцен-квартере. Геолого-геофизическая изученность плиты связана с бурением скв. 62, 63 «Гл. Челленджера», драгированием, промером, грави-, магнито- и геотермией, МОВ и МПВ [1–5]. Обособление и молодой возраст Каролинской плиты связывают с с финальными траппами олигоцена и кайнозойскими линейными магнитными аномалиями, маркирующими спрединговые центры в Западно-Каролинском и Килсгаард трогах. Океаническая кора в Каролинских котловинах тонкая (6–7 км), под валом Эаурипик утолщенная (19 км) [1, 4]. Кайнозойский чехол двухслойный, в основном карбонатный (полупрозрачная толща на профилях НСП) [1, 3–5]. Отражающая граница между верхней и нижней толщами чехла в Каролинских котловинах и на валу проходит в отложениях раннего миоцена (горизонт X или PR). В котловинах чехол более контрастный, но сокращенной мощности в сравнении с валом (рис. 2, 3а-и; [3–5]). Интерпретация профилей 124, 125 проведена с учетом опыта интерпретации данных НСП, МОГТ и бурения в ряде регионов запада Пацифики [6–10].

Субмеридиональный вал Эаурипик шириной ~200 и протяженностью ~1000 км разделяет Западно- и Восточно-Каролинскую котловины. В плане он изогнут к западу навстречу фронтальным дугам Евразии (рис. 1). В полосе геотраверза глубины вершины и подошвы западного склона вала достигают ~2360 и 4350 м, т.е. его высота достигает 2 км. Судя по рис. 2, вал асимметричен в широтном сечении и вероятно представляет собой дивергентный, досреднеолигоценый ороген, склоны которого гофрированы встречными взбросами и надвигами, частью возможно цилиндрическими (по Е. Хиллсу; рис. 3в). Т.о., с учетом данных [6] он сформирован кайнозойским коровым срывом к западу. Вал драпирован полупрозрачным карбонатным чехлом олигоцена-квартера мощностью от 720 до 200 м. Его минимальные мощности связаны вероятно с оползнями (рис. 3а) или близостью крупного подводного уступа (рис. 3в). Чехол на вале двухслойный (*D1,2* – по аналогии с котловиной Гускарора [9]), что на вершине и местах восточном склоне фиксирует двойная отражающая граница (рис. 3б). Последнюю, с учетом скв. 62 [5, 11], можно интерпретировать как фронт литификации миоценовых карбонатов или стратиграфическое несогласие, т.к. нижняя толща – поле осадочных волн с характерной для них асимметрией, налегающее на склоны палеовулкана (рис. 2, 3б). И напротив, верхняя толща – обычный аккумулятивный плащ с подводными долинами (депресссионные прозрачные линзы), обвалованными дамбами. Следовательно, палеоглубины океана во время накопления карбонатного чехла на вершине вала Эаурипик увеличивались, что согласуется с выводами [11] и кривой уровня Пацифики в кайнозое [12].

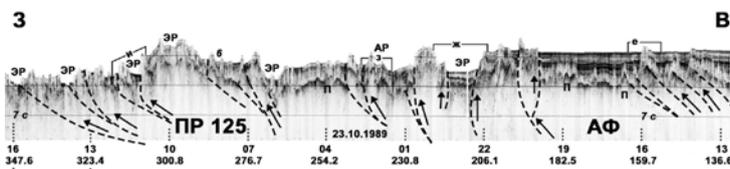
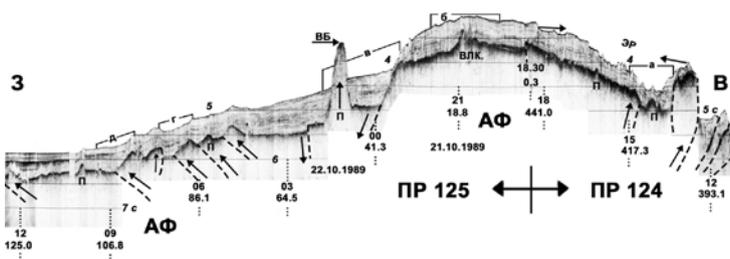


Рисунок 2. Профили 124 и 125 с положением фрагментов а-и (рис. 3). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и рис. 3а-и; отмечены пикеты судового времени и пройденное расстояние в морских милях здесь и рис. 3а-и. *АФ* – акустический фундамент, *ВБ* – вершинный бенч, *ЭР* – эрозионное русло, *АР* – абиссальное русло с намывными дамбами, *П* – протрузия; *влк.* – палеовулкан; пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним здесь и рис. 3.

На восточном склоне мощность карбонатного чехла максимальна вблизи крупного уступа и гайота с вершинным бенчем (протрузия гранитов?), но с приближением к его подошве она заметно снижается (рис. 2, 3г, д). Двухслойное строение чехла здесь местами намечают контрастные пачки карбонатно-вулканогенных и/или терригенных осадков в его средней части. Чехол на западном склоне вала представляет собой аккумулятивный плащ местами с обвалованными руслами, деформированный взбросами и надвигами восточного падения (в отличие от верхней толщи на вершине вала). У подошвы западного склона вала на рис. 2, 3д обнаружено налегание интенсивной контрастной толщи в средней части кайнозойского чехла Западно-Каролинской котловины, формирующей крупную депрессионную линзу, а также ее вклинивание в преимущественно карбонатный чехол восточного склона вала. Отметим вертикальную «нарезку» чехла на вале Эаурипик, которая согласно [7] обусловлена его газонасыщенностью. Следовательно, по аналогии с котловиной Тускарора [6–9] заключаем, что, тонкий (0.1–0.3 с) контрастный горизонт в его основании венчает мощный осадочно-трапповый разрез рифея–мезопалеозоя, в верхней части – преимущественно полупрозрачный карбонатный (толща А на рис. 3а-и).

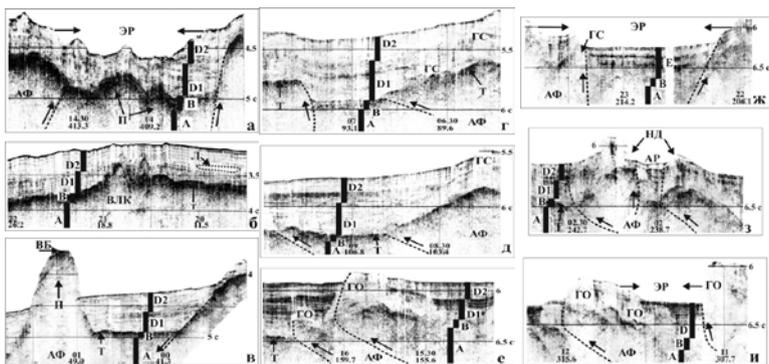


Рисунок 3а-и. Фрагменты ПР 124, 125. Т – финальные траппы, ГО – газовое окно, НД – намывная дамба. Стратиграфия разреза аналогична котловине Тускарора [9].

Западно-Каролинская котловина является самой мелкой (4500–5500 м) и небольшой (до 1000 км) из котловин ложа СЗ и ЮЗ Пацифики [2]. На профиле 124 в ее строении выделим гофрировку фундамента и кайнозойского чехла, нарастающую с удалением от вала и одновременным углублением котловины (рис. 2). Последнее ранее было замечено в строении внешнего склона Курильского желоба и связывалось со сползанием слоев 1-4 с вала Зенкевича [6, 10]. Поэтому наклонные контрастные границы в кровле фундамента интерпретируются как надвиги восточного падения, нередко с крутыми передовыми фасадами (взросы и/или цилиндрические разломы по Е. Хиллсу; рис. 2, 3е-и), связанные с коровым срывом к западу (вероятно гравитационным [6]). Вертикальные смещения по разломам обычно не превышают 500 м. С учетом данных скв. 62, 63 (рис. 1; [5, 11]), контрастный горизонт в подошве кайнозойского чехла рассматривается как опаковый слой с финальными траппами олигоцена (толща В). Другой важной особенностью Западно-Каролинской котловины является разный имидж чехла и заметные вариации его мощности (рис. 2, 3д-и). Так, вблизи вала обнаружена крупная линза горизонтально-слоистых контрастных осадков (турбидиты), залегающая на полупрозрачных осадках вероятно карбонатного состава общей мощностью до 600 м (рис. 3д, е). В грабене на рис. 3ж чехол имеет аномальное строение с толщиной Е (переслаивание контрастных и прозрачных слоев), без корреляции с прилегающими участками ложа. К западу от грабена контрастные осадки распространены фрагментарно, в основном, в тектонических депрессиях, занятых подводными руслами, нередко обвалованных намывными дамбами (рис. 3з, и). Следовательно, налицо недавний снос терригенных и возможно вулканогенных осадков в Западно-Каролинскую котловину, т.е. денудация палеосуши в ее горном обрамлении (вероятно Новогвинейская островная

дуга). Отметим субвертикальную «нарезку» кайнозойского чехла котловины с газовыми окнами, столбами, конусами, «нитями», особенно вдоль фасов чешуй, связанную с газонасыщенностью разреза [7]. Поэтому тонкий (0.1–0.2 с) контрастный горизонт с финальными траппами олигоцена венчает мощный, осадочно-трапповый разрез мезопалеозоя–риффея, как и в котловине Тускарора [8], в верхней части – преимущественно полупрозрачный, карбонатный (толща А на рис. 3а-и).

Итак, на западе Каролинской плиты обнаружены коровый срыв к западу, газоносность акустического фундамента и кайнозойского чехла и ряд других черт, открывающих новые горизонты и объекты в геолого-геофизическом изучении юго-запада и смежных регионов ложа Пацифики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карп Б.Я., Медведев С.Н. Геологическое развитие поднятия Эаурипик и желоба Муссау в кайнозое: результаты интерпретации сейсмических данных // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 3–12.
 2. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40–54.
 3. Bracey D.R. Reconnaissance geophysical survey of the Caroline basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. № 6. P. 775–784.
 4. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Sediments and structure of the Eauripik-New Guinea rise // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 20. P. 4711–4723.
 5. Winterer E.L., Riedel W.R., Brönniman P. et al. Initial Reports of the DSDP. V. 7. Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1971. 1757 p.
 6. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21–32.
 7. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
 8. Ломтев В.Л. Особенности строения Северо-Западной плиты Пацифики на профиле МОГТ 1 // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 1. С. 37–47.
 9. Ломтев В.Л. Особенности строения и история формирования ложа северо-западной части Тихого океана // Геоморфология. 2016. № 2. С. 59–71.
 10. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
 11. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
 12. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
- Tectonic corrugation on the Western Caroline plate, associated with the crustal glide, gas bearing of basement and Cenozoic cover, submarine valleys with levees and contrast turbidites in the Western Caroline basin, slides on the eastern slope of the Eauripik rise, asymmetric sedimentary waves in the low strata of cover on the rise top and other found by seismic-reflection data of IMG&G FEB RAS.

**Неевин И.А.¹, Жамойда В.А.¹, Капустина М.В.²,
Ткачева Е.С.^{2,3}, Буданов Л.М.¹**

¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.

А.П. Карпинского» «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, e-mail: igor.neevin@gmail.com;

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Атлантическое отделение;

³Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград)

Новые данные о распространении поцмарков в восточной части Финского залива в районе острова Гогланд

**Neevin I.A.¹, Zhamoida V.A.¹, Kapustina M.V.²,
Tkacheva E.S.^{2,3}, Budanov L.M.¹**

¹A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg;

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Atlantic Branch; ³I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

New data concerning the pockmarks distribution in the eastern Gulf of Finland (around Gogland Island)

Ключевые слова: Финский залив, поцмарк, газонасыщенные осадки, Балтийское море, остров Гогланд

Многочувствительное эхолотирование, гидролокация бокового обзора и сейсмоакустическое профилирование позволили выявить более 100 поцмарков различного размера и «возраста» в относительно небольшой площади в восточной части Финского залива. Отбор проб донных отложений был проведен непосредственно из "кратеров" поцмарков, а пробы для определения фоновых значений содержания газов в осадках отбирались в пределах поля распространения поцмарков, но вне "кратеров".

Согласно современным представлениям, кратероподобные структуры или «поцмарки» формируются на поверхности дна, сложенной тонкозернистыми осадками морских и озерных бассейнов, в результате субаквальных выходов флюидов, а именно подземных вод или углеводородных газов [1]. В плане эти объекты имеют форму, стремящуюся к окружности или овалу, если она не была деформирована за счет оползания грунтов или воздействия придонных течений. Источники газов могут быть различными. В современных морских алевропелитовых осадках метан образуется при переработке органического вещества. Газонасыщенные пористые современные морские отложения широко развиты в пределах дна современных морей, что фиксируется по затуханию акустического сигнала в приповерхностном геологическом разрезе [2].

В пределах гляциальных шельфов, где отложения обеднены органическим веществом, появление поцмарков часто связывают с выходами глубинных термальных газов, мигрирующих к поверхности дна

по тектоническим разломам. Предполагается как вертикальная диффузия газов, так и их латеральная миграция в области повышенной проницаемости [3].

Согласно различным гипотезам выбросы газа происходят либо при относительно постоянном или периодичном подтоке, либо эпизодически, в результате воздействия катастрофических явлений, таких, как землетрясение или аномальный шторм, приводящих к резкому перемещению осадков в виде оползней. К примеру, исследования, проведенные на шельфе северной Калифорнии и в заливе Патрас (Греция), показали, что спусковым механизмом для выбросов газа послужили именно землетрясения. Существуют также теории образования морфологически сходных с покмарками кратерообразных форм без участия газовых выбросов, за счет воздействия льда или подтока грунтовых вод [4].

К настоящему времени в восточной части Финского залива известно значительное количество покмарков, при этом природа их образования остается дискуссионной [5].

В 2017 г. ВСЕГЕИ и АО ИО РАН были организованы экспедиционные исследования в районе острова Гогланд (НИС «СН1303» и «Академик Николай Страхов»). Задачами работ было выявление и характеристика зон проявлений газо-флюидной разгрузки и связанных с ними просадок грунта. Были выполнены работы по непрерывному сейсмическому профилированию в объеме 40 км и 25 станций донного пробоотбора грунтов для определения физических и физико-механических свойств грунтов, в том числе 15 станций комплексного пробоотбора грунтов и придонных вод (5 проб), для изучения газовой составляющей грунтов, выявления возможных геохимических аномалий, обусловленных проявлениями газо-флюидной разгрузки, и определения физико-механических свойств грунтов (рис.). Для получения кернов длиной до 1.6 м для послойного отбора проб с целью изучения изменчивости физических и физико-механических свойств грунтов по разрезу, а также химического состава грунтов использовалась тяжелая грунтовая прямооточная трубка. Пробы на определение гранулометрического состава, геохимические пробы, пробы на газовую составляющую в грунтах, на определение изотопного состава (углерод) газовой составляющей, а также пробы придонной воды отбирались из трубки ГГТ и боксдоррера.

Была выполнена съемка площади пункта наблюдений с использованием многолучевого эхолотирования, что позволило совершенно по-новому оценить характер проявления экзогенных геологических процессов в районе острова Гогланд. В пределах пункта наблюдений были выявлены многочисленные протяженные узкие линейные отрицательные формы рельефа. Часть из них, примыкающих к положительным формам рельефа, очевидно, обусловлены контуритовыми течениями. В то же время, многочисленные линейные отрицательные формы (провалы) прослежены в

зонах активного накопления газонасыщенных илов. Ранее по результатам проведения НСАП они диагностировались, как покмарки, так как полученная информация основывалась на отдельных профилях и станциях опробования. Полученная площадная информация показала, что протяженность провалов в пределах зон распространения газонасыщенных илов может достигать нескольких километров, поперечное сечение (ширина) измеряется десятками метров, иногда превышая 100–120 м. Глубина достигает нескольких метров. Изометричные формы провалов встречаются довольно редко.

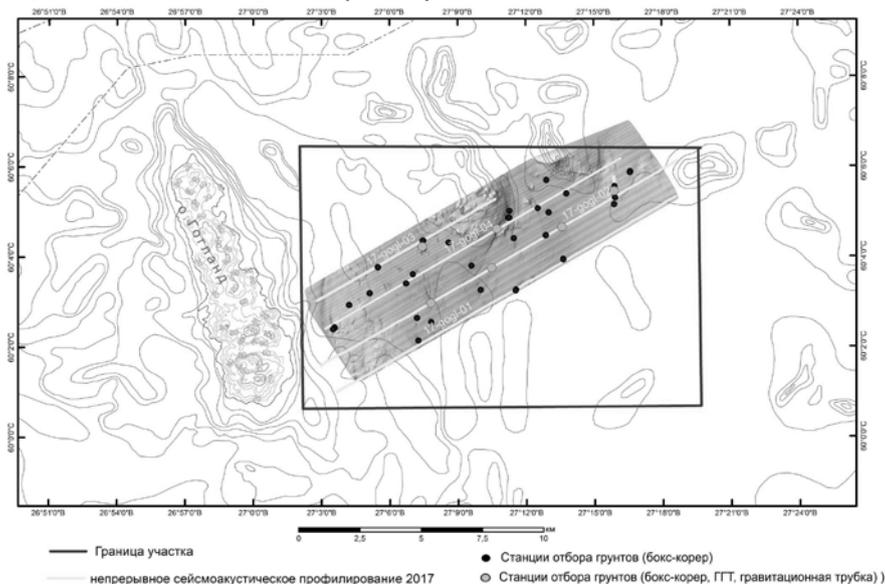


Рисунок. Карта фактического материала, район острова Гогланд

Происхождение линейных «провалов» в пределах зон накопления илов, хотя, по-видимому, и связано с выходами газов, но требует тщательного анализа в камеральных условиях всего комплекса полученных геолого-геофизических, включая данные НСП, проботбора и аналитических данных.

Согласно определениям содержания газов в грунтах, на фоне в целом высоких концентраций углеводородных газов, в некоторых пробах определены «ураганные» концентрации метана. Анализ распределения по площади и в разрезе концентраций газов в сочетании с определением гомологов метана, изотопного состава углерода в метане, а также геохимическими и гидрохимическими данными позволит более объективно определить генезис газов и природу возникновения линейных провалов.

На северо-востоке пункта наблюдений были также установлены изометричные «кратеры» диаметром до 90 м и глубиной до 4 м. Эти «кратеры» располагаются в пределах близповерхностного залегания морены. Генезис «кратеров» пока не выяснен, хотя можно предположить, что их возраст превышает, по крайней мере, одну тысячу лет, т.к. в пробе грунта, отобранной на стенке одного из кратеров, были подняты крупные железо-марганцевые уплощенные конкреции и ксеноморфные корки.

Таким образом, подтверждено широкое распространение активизированных (контрастных) покмарков в Восточной части Финского залива, что свидетельствует об активных экзогенных процессах. Совокупность геолого-геофизических данных, полученных в районе о-ва Гогланд показала сложную картину проявления экзогенных геологических процессов. В пределах района наблюдений установлена сеть протяженных линейных провалов, пространственно связанных с газонасыщенными грунтами, выявлены современные газопроявления, а также контуриты, и, вероятно, реликтовые изометричные «кратеры». Неопределенным остается вопрос времени активации процессов, приводящих к образованию покмарков.

Работа выполнена в рамках проекта «Ведение наблюдений, сбор качественных и количественных показателей состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Балтийского, Белого и Баренцева морей» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), а также тем АО ИО РАН 0149-2016-0003 и 0149-2016-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

4. King L.H., McLean B. Pockmarks on the Scotian Shelf // Geological Society of American Bulletin. 1970. V. 81. P. 3141–3148.
5. Hovland M., Judd A. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology and the marine environment. Graham & Trotman, London, 1988. 293 p.
6. Kelley J.T., Dickson S.M., Belknap D.F. et al. Giant sea-bed pockmarks: evidence for gas escape from Belfast Bay, Maine // Geology. 1994. V. 22. P. 59–62.
7. Gontz A.M., Belknap D.F., Kelley J.T. Seafloor features and characteristics of the Black Kedges Area, Penobscot Bay, Maine, USA // J. Coast Res. 2002. V. 36. P. 333–339.
5. Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А. и др. Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 25–37.

Multibeam, side-scan sonar profiling, acoustic-seismic survey and sediment sampling performed by VSEGEI and ABIORAS allowed to find more than 100 pockmarks of different size and “age” within the bottom of the eastern Gulf of Finland.

Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Телегин Ю.А.

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

Участие природных газов в геологических процессах Земли Obzhirov A., Shakirov R., Telegin Yu.

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

Participation of Natural Gases in the Geological Processions of the Earth

Ключевые слова: природный газ, потоки пузырей метана, зоны разломов, сейсмическая активизация, геологические процессы.

Лаборатория Газогеохимии ТОИ ДВО РАН с 1977 года изучает распределение природных газов в литосфере, гидросфере и атмосфере. Выясняются геологические, геофизические, гидроакустические, газогеохимические, сейсмо-тектонические, морфоструктурные, океанологические характеристики в районе проявления аномальных полей газа, газогидратов, потоков пузырей газа (метана, тяжелых углеводородов (C₂-C₄) углекислого газа, водорода, гелия и других газов). Определяется взаимосвязь проявлений газа и геолого-газо-геофизических характеристик, участие газа в геологическом развитии разломов и морфоструктур.

Роль природных газов в формировании геологической среды

Какие газогеохимические процессы являются индикаторами природных явлений, которые важно изучать и можно использовать для геологического картирования структур и зон разломов, прогноза газогидратов и залежей углеводородов, в том числе инженерного проектирования выполнения различной научной и хозяйственной деятельности в море и на суше [1–10]?

На морском дне в районе зон разломов наблюдается миграция газов к поверхности, в воду и частично в атмосферу. В зависимости от источника газа, глубины его очага и мощности из донных осадков идут потоки газа в виде пузырей в воду. Состав газа может быть преимущественно метановым, если источник его нефте-газ-содержащие породы, углекислотным, в случае источником являются изверженные породы, наличие в газе водорода, гелия характеризует возможное его поступление из пограничных слоев литосферы и наличие сейсмической активизации.

В результате многолетних геологических и геофизических исследований в Охотском море были обнаружены нефтегазоносные структуры, залежи нефти и газа, зоны разломов, контролирующее проникновение пузырей метана из донных отложений в воду. Выполняя газогеохимические исследования с целью использования природных газов как индикаторов оценки наличия нефтегазовых залежей, начиная их с 1985 года, сотрудники лаборатории Газогеохимии ТОИ ДВО РАН обнаружили аномальные поля углеводородов в придонной воде над месторождениями нефти и газа. В

районе зон разломов были обнаружены потоки пузырей метана из донных осадков в воду и иногда в атмосферу. При этом в донных осадках формировались газовые гидраты.

На западном склоне Курильской котловины южнее залива Терпения Охотского моря на глубинах моря 725 и 1020 м в экспедициях 2012 и 2013 гг. в донных осадках были *обнаружены газогидраты*. Это была первая находка газогидратов на юге Охотского моря на западном склоне Курильской котловины (рисунок).

В юго-западном районе Курильской котловины, несколько южнее района, где были открыты газогидраты, на глубине моря 2200 м обнаружен мощный поток пузырей газа из донных отложений в воду, который почти достигает поверхности. Такой высоты поток газа (более 2000 м) с небольшим количеством метана *является самым высоким и мощным* в Мировом океане. В 2013 г. поток уменьшился в 2 раза, а в 2014 г. он исчез, что связано с уменьшением сейсмо-тектонической активизации. В донных осадках в этом районе была обнаружена карбонатная и баритовая минерализации.

Исследования, выполненные в 2012–2015 гг. показали, что эти районы представляют интерес для более детального изучения геологических условий формирования потоков газа с метаном из донных отложений в воду, сопряженных с ними газогидратов и оценки источников углеводородов в этих районах Охотского моря. Они вошли в Техническое задание международного проекта 2016 между институтами ТОИ (Россия) и ИОП (Китай) по изучению геологических условий формирования газогидратов, потоков метана, оценки возможности использования метана газогидратов, как альтернативного источника углеводородов. Для решения задач проекта выполнялся геолого-геофизический комплекс батиметрических, гравиметрических, гидроакустических, гидрологических (СТД), газогеохимических и литологических исследования. Для измерения глубин и детального исследования рельефа дна на полигонах и профилях, для поисков и визуального изучения газовых источников была использована усовершенствованная гидроакустическая система.

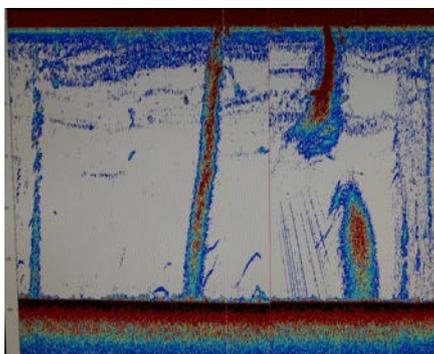
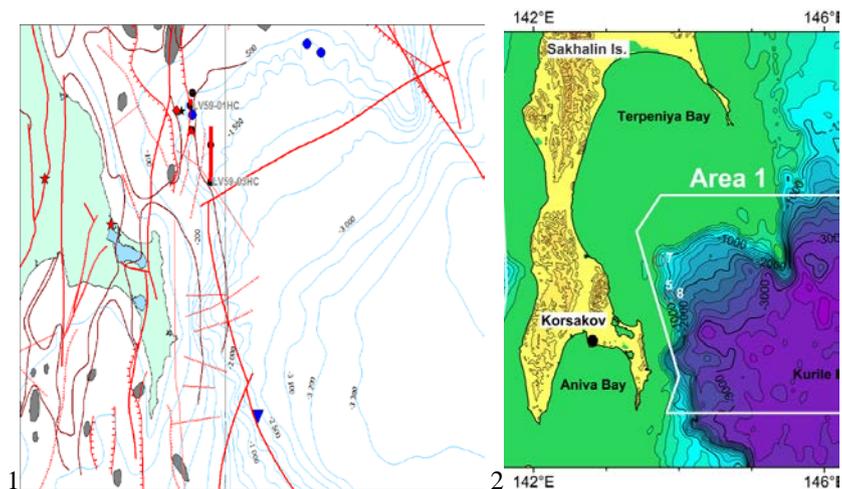


Рисунок. 1) Тектоническая схема района западного склона Курильской котловины и зоны перехода ее в залив Терпения в юго-западной части Охотского моря. Красные линии – зоны разломов, синий треугольник – район грязевого вулкана на юго-западном склоне Курильской котловины и газового факела высотой около 2000 м, красные квадраты – участки с газогидратами в донных осадках, синие кружки – потоки пузырей метана на северо-восточном склоне Курильской котловины в зоне контакта с шельфом залива Терпения; 2) Обзорная схема района исследований (белые прямоугольники – район обнаружения газогидратов); 3) Газогидраты в донных осадках на западном склоне Курильской котловины (белые слои и фрагменты); 4) Потоки пузырей газа (преимущественно метана) из донных отложений в воду и из воды в атмосферу в зоне разломов на границе структур Курильской котловины и залива Терпения на глубине моря 146 м (вертикальные «столбы», гидроакустическая запись Саломатина А.С.)

Таким образом, газогеохимические исследования являются важным индикатором геологических процессов на суше и море и характеризуют участие газа в формировании геологической среды. Потоки газа указывают на наличие зон разломов, увеличение их количества связано с процессом сейсмо-тектонической активизации и возможное проявление ее в виде эпизодов землетрясений и цунами, причем наличие газа усиливает возможность происхождения катастрофических эпизодов в геологической среде. Состав газа характеризует строение недр. Например, метан и тяжелые углеводороды (C1-C4) указывают на наличие в недрах залежей углеводородов, углекислый газ является индикатором изверженных и вулканогенных пород, водород и гелий характеризуют сейсмические активизации и проникновение разломов в литосферу. В районе потоков метана в верхнем слое морских осадков в зоне стабильности (высокое давление, низкая температура, наличие метана и воды) образуются газогидраты, которые внедряются в осадочные отложения и нарушают поверхность дна. На суше в сейсмически активных районах и наличием газа по зонам разломов мигрирует газо-флюидный поток и формируются структуры грязевых вулканов. Все эти проявления в геологической среде являются опасными для выполнения научных исследований и хозяйственной деятельности. Природные газы в периоды сейсмо-тектонических активизаций участвуют в формировании определенных структур, благодаря которым газ мигрирует из мантии, глубоких нефте-газ-содержащих горизонтов. Кроме того, газ из донных осадков поступает в воду, а из воды возможен поток газа в атмосферу. Так как метан, углекислый газ являются парниковыми, они в какой-то мере способствуют глобальному процессу изменения (потепления) климата, в связи с чем, выполняется расчёт объёма потока этих газов в атмосферу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Мишукова Г.И. и др. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и прикурильской части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 71–81.
2. Обжиров А.И. Газогидраты, методы их поисков и возможность добычи из них метана как альтернативного источника углеводородов // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз. VI Сахалинская молодежная научная школа, 3–8 октября 2016, Южно-Сахалинск, Россия. Сб. материалов – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 49–54.
3. Обжиров А.И. Комплекс газогеохимических и геофизических критериев геологических исследований и прогноз залежей углеводородов в морских условиях // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз. VI Сахалинская молодежная научная школа, 3–8 октября 2016, Южно-

Сахалинск, Россия. Сб. материалов – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 55–59.

4. Обжиров А.И., Болобан А.В., Веникова А.Л. Газогеохимические исследования и робототехника в инженерном проектировании на морском дне. // Подводные исследования и робототехника: глубины океана - наша гигантская лаборатория. 2016. № 1 (21). С. 66–71.

5. Акуличев В.А., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. и др. Условия формирования газогидратов в Охотском море // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 340–342.

6. Развозжаева Е.П., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Перспективы нефтегазоносности Буреинского бассейна (Хабаровский край) по сейсморазведочным и газогеохимическим данным // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: Изд. Дом Черноморпресс, 2016. С. 232–235.

7. Саломатин А.С., Юсупов В.И., Верещагина О.Ф., Черных Д.В. Акустическая оценка концентрации метана в водной толще в областях его пузырьковой разгрузки // Акустический журнал. 2014. Т. 60. № 5. С. 638–644.

8. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Источники углеводородных газов, условия формирования газогидратов и их связь с нефтегазовыми залежами в Охотском море // Океанологические исследования ДВ морей и северо-западной части Тихого океана: в 2-х кн. Владивосток: Дальнаука, 2014. Кн. 2. С. 149–161.

9. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate (SAKHALIN) Project II, 2014, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 67 (2015) Korea Polar Research Institute // Eds. Y.K. Jin, N. Minami, B. Baranov, A. Obzhirov. 121 p.

10. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate (SAKHALIN) Project II, 2015, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 70 (2016) Kitami Institute of Technology. Eds. N. Minami, Y.K. Jin, B. Baranov et al. 119 p.

All of the geological, geophysical, gas geochemical, hydroacoustic, morphostructure complex are very important to use like indicators to search gas hydrate and to understand regularity to form and to destroy of it. Thus, complex investigations allow us to discover methane fluxes, gas hydrate and to find much geological regularity around gas hydrate in the Japan and Okhotsk Seas as well as to examine relationship between methane fluxes, gas hydrate, oil-gas and coal deposit. It is knowledge help to work out of mining hydrocarbon from gas hydrate to use it like source of unconventional energy.

**Соловьев В.Д.¹, Корчагин И.Н.¹, Левашов С.П.²,
Якимчук Н.А.², Божежа Д.Н.²**

(¹Институт геофизики НАН Украины, e-mail: valera@igph.kiev.ua, ²Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, e-mail: korchagin@karbon.com.ua)

Геофизические аномалии и глубинная природа крупных скоплений углеводородов в восточном Средиземноморье
**Soloviev V.D.¹, Korchagin I.N.¹, Levashov S.P.²,
Yakymchuk N.A.², Bozhezha D.N.²**

(¹Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv; ²Institute of the applied problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv)

Geophysical anomalies and deep nature of the large hydrocarbon accumulations in the eastern Mediterranean

Ключевые слова: Средиземное море, шельфы Египта и Кипра, месторождение Зохран, нефть, газ, обработка спутниковых данных дистанционного зондирования, abiогенные углеводороды.

В работе представлены результаты применения мобильного прямопоискового метода частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ для оперативной оценки перспектив нефтегазоносности отдельных структур и объектов на шельфе Средиземного моря в районе пробуренных и запроектированных скважин.

Получена независимая информация о перспективах нефтегазоносности локального участка в Средиземном море, расположенного в районе открытого компанией Эни крупного газового месторождения в пределах структуры Zohr. Здесь, по результатам обработки спутниковых (Landsat-8) данных дистанционного зондирования Земли, обнаружены и закартированы три аномальные зоны типа «залежь нефти и газа». В их контурах зафиксированы аномальные отклики на резонансных частотах нефти (темные контуры) и серы, а также газоконденсата (рис. 1), что увеличивает вероятность обнаружения скоплений нефти. Скважина Zohr IX NFW была пробурена на краю аномальной зоны, где отклики на резонансных частотах нефти и газоконденсата не фиксируются (рис. 1). Оценки пластовых давлений для выделенных аномалий были проведены до глубины 7 км. Определены три интервала поисков залежей УВ: 3720–4180 м, 5070–5620 м и 6500–6570 м с вероятной мощностью продуктивных горизонтов 460, 550 и 70 м.

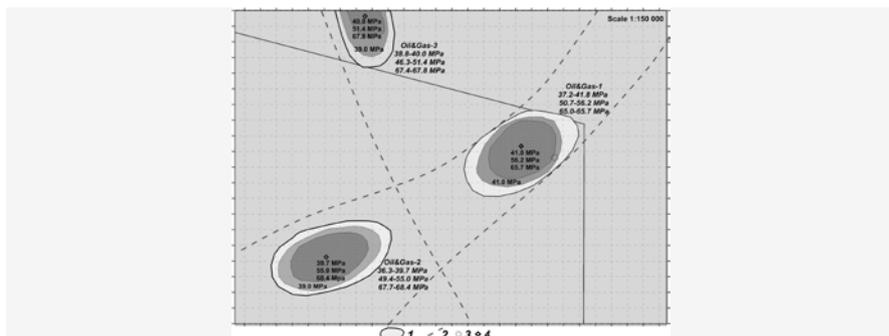


Рисунок 1. Аномальные зоны типа «залежь углеводородов» в районе крупной структуры Zohr (блок Shorouk, экономзона Египта): 1 – контуры аномальных зон типа «залежь углеводородов»; 2 – зоны разломов; 3 – положение скважины Zohr IX NFW; 4 – положение центра миграции УВ.

Три продуктивных горизонта выделены также и в пределах двух других аномалий, одна из которых (Oil&Gas-3) закартирована на шельфе Кипра (рис. 1, 2).

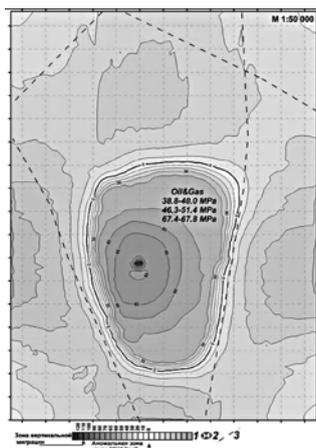


Рисунок 2. Аномальная зона типа «залежь углеводородов» в южной части шельфа Кипра (блок 11, расположенный северо-западнее структуры Zohr): 1 – шкала значений давлений; 2 – положение центра миграции УВ с максимальным давлением. 141.0 МПа; 3 – зоны разломов.

Сейсмическую структуру в районе аномалии называют «кипрским Zohr» из-за большого сходства их параметров. Она расположена в морском блоке 11 на расстоянии 5 километров от египетской мегаструктуры, содержащей

серию крупных месторождений Зохран (рис. 1–3).

По результатам обработки нами выделены три продуктивных горизонта УВ с расчетной мощностью 120 м, 510 м и 40 м, а также локальный вертикальный канал миграции глубинных флюидов (рис. 2, 3) в пределах центральной части аномалии, где максимальное значение пластового давления составило 141 МПа (рис. 2). Для получения более достоверных результатов необходимо проведение детальных работ с привлечением данных в крупном масштабе.

Существует высокая вероятность того, что алгоритм формирования крупных скоплений УВ, характерный для открытого месторождения Зохран, мог повториться в других шельфовых структурах Египта и Кипра.

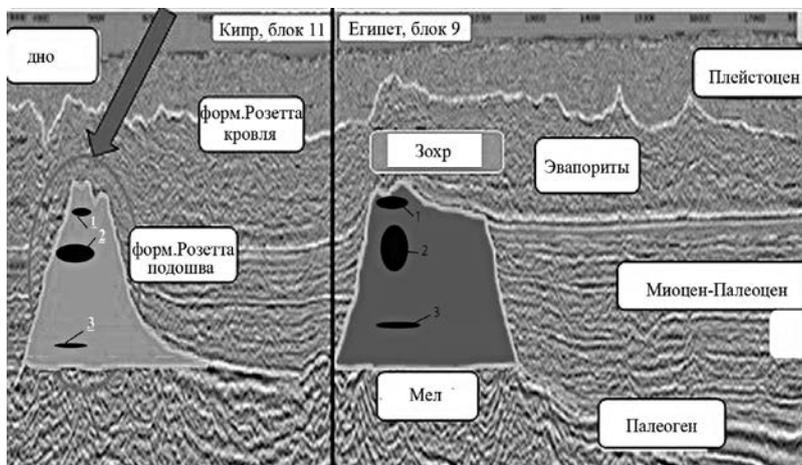


Рисунок 3. Сейсмический разрез через структуры Зохран (Египет) и «кипрский Зохран», по [4]. 1, 2, 3-вероятное положение продуктивных УВ-горизонтов.

Обнаруженные и закартированные мобильными геофизическими методами аномальные зоны типа «залежь УВ» позволяют предполагать их формирование за счет вертикальной миграции глубинных флюидов (рис. 4).

Все три аномальные зоны зафиксированы в непосредственной близости от обнаруженных по результатам обработки данных ДЗЗ тектонически ослабленных зон. При этом аномальные зоны Oil&Gas-1 и Oil&Gas-2 расположены между двумя тектоническими нарушениями северо-восточного простирания, которые прослеживаются и в экономической зоне Кипра.

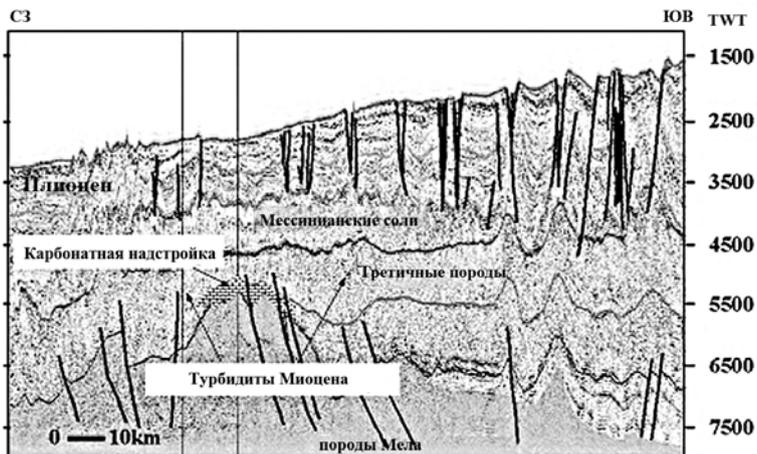


Рисунок 4. Пример интерпретации сейсмических данных вдоль разреза, включающего нефтегазоносные структуры с сетью разрывных нарушений разного возраста и карбонатными надстройками Миоцена, по[3].

В процессе проведения исследований сформулированы методические принципы обнаружения и локализации вертикальных каналов миграции флюидов УВ, включающие регистрацию аномальных откликов на резонансных частотах гелия и оценивание максимальных значений пластового давления в локальных зонах. Показано, что наличие частотно-резонансной аномалии спутникового изображения над структурами увеличивает вероятность обнаружения промышленных скоплений углеводородов.

Наличие дополнительных аномалий в окрестности структуры Zohr, и их подтверждение дальнейшими работами может существенно повысить потенциал и привлекательность данной площади (Блока 9). Для подтверждения этих перспектив целесообразно сопоставить полученную независимую информацию с результатами ранее проведённых геофизических работ (сейсморазведочных, в первую очередь). В случае обнаружения в сейсмических материалах потенциальных ловушек, в пределах обнаруженных аномалий могут быть оперативно проведены дополнительные исследования в более крупном масштабе.

Полученные материалы показали целесообразность применения мобильных технологий «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов при проведении поисково-разведочных работ в шельфовых зонах континентальных окраин.

Результаты практической апробации новой методики оценки значений пластового давления в различных горизонтах разреза, а также факты

обнаружения и локализации вертикальных каналов миграции глубинных флюидов УВ, можно считать дополнительными аргументами в пользу глубинного абиогенного происхождения исследованных скоплений УВ в восточной части Средиземного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Оперативная оценка перспектив нефтегазоносности участка в районе газового месторождения Zohr на шельфе Египта в Средиземном море частотно-резонансным методом обработки и интерпретации данных ДЗЗ // Геоинформатика. 2015. № 4. С. 5–16.
2. Levashov S., Yakymchuk N., Korchagin I., Bozhezha D. Application of mobile and direct-prospecting technology of remote sensing data frequency-resonance processing for vertical channels of deep fluids migration detection //New Concepts in Global Tectonics Journal. 2017. V. 5. № 1. P. 48–91.
3. Aal Abdel A., Barkooky A. El, Gerrits M. et al. Tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Basin and its significance for hydrocarbon prospectivity in the ultra deepwater of the Nile Delta // The Leading Edge. 2000. V. 19. P. 1086–1102.
4. Nikolaou K. A. The Discovery of Zohr Gas Field in Egypt “A Game Changer” Impacts – Opportunities, available at <http://www.iene.eu/microsites/9thseed/articlefiles/PDF-Session-VIII-part-II/Final-K-NIKOLAOU-IENE-Thessaloniki-June-29-30.pdf>

Some obtained results of direct-prospecting methods and technologies using in separate areas of the Mediterranean Sea are given. Within two anomalous zones of the "Oil & Gas" type, found near Zohr large gas field in the Mediterranean Sea (Egypt and Cyprus shelves), the vertical channels of depth fluids migration have been mapped. They are the most promising target for a detailed study by convenient geophysical methods. In some traps large accumulations of oil and gas have been formed in the different crustal horizons during deep fluid expulsions and reactivations of weakened zones in a global process of the Earths' degassing. The vertical channels of fluid migration and anomalous zones of the "Oil and Gas deposit" type at different levels can be considered as additional and important evidence for the predominant role of an abiotic origin of hydrocarbons in the Eastern Mediterranean.

Суетнова Е.И.

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: direction@if.ru)

Газовые гидраты в зонах подводного грязевого вулканизма. Математическое моделирование скорости их накопления

Suetnova E.I.

(Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Gas hydrate in the area of submarine mud volcano. Mathematical modeling of their accumulation rate

Газовые гидраты, подводные грязевые вулканы, математическое моделирование

Представлена математическая и численная модель, описывающая фильтрационный механизм накопления газовых гидратов в интервале их термобарической стабильности в морском дне в зонах подводных грязевых вулканов. Результаты моделирования показывают высокую скорость накопления газовых гидратов в этих зонах.

Подводные грязевые вулканы широко распространены в морском дне океанов и морей и являются зонами разгрузки коровых флюидов и газов [1, 2]. Геофизическими наблюдениями последних лет в ряде зон подводных грязевых вулканов были обнаружены признаки значительных скоплений газовых гидратов в окрестностях жерла вулканов, а так же геофизические признаки фильтрации газонасыщенных флюидов [1, 3]. Газовые гидраты в естественных условиях формируются и стабильны в определенном диапазоне давления и температуры [4], и обнаружение отдельных гидратов и их геохимических признаков указывает на наличие благоприятных термобарических условий и достаточного количества газа для образования поддонных газовых гидратов в окрестности грязевого канала в области низких температур. В геофизических условиях морских осадков газ доставляется в зону термобарической стабильности газовых гидратов диффузией и фильтрацией к поверхности порового флюида, насыщенного газом, в осадках над питающим резервуаром в окрестности грязевого вулкана. На современном этапе геофизической изученности подводных грязевых вулканов оценка гидратонасыщенности глубоководных осадков в окрестности грязевых вулканов по данным прямых геофизических наблюдений представляется затруднительной и проблематичной в силу сложности аппаратных исследований в этих зонах [1, 3].

Математическое моделирование процессов накопления газовых гидратов в зонах глубоководных грязевых вулканов, с использованием имеющихся к настоящему времени данных геофизических исследований в этих зонах, может дать оценку возможной гидратонасыщенности и прогноз её

количественной эволюции

В данной работе приводятся результаты математического моделирования процесса аккумуляции газовых гидратов ассоциированных с подводными грязевыми вулканами в промежутках между извержениями. Рассматривается фильтрационный механизм накопления газовых гидратов как наиболее мощный по сравнению с диффузионным [5, 6]. Модель описывает фильтрацию газонасыщенного флюида от грязевого резервуара в толще осадков к поверхности дна и осаждение газовых гидратов в зоне их термобарической стабильности под поверхностью дна в зоне грязевого вулкана [7]. Такой цикл фильтрации может существовать во время между извержениями грязевого вулкана. Система уравнений, описывающая этот процесс, состоит из уравнений в частных производных, описывающих процесс фильтрации поддонного флюида над питающим резервуаром (уравнение Дарси) (1), и уравнений неразрывности насыщающего флюида (2) и сохранения газа с условием термодинамического равновесия гидрат-газонасыщенный флюид (3), с соответствующими граничными условиями. Система управляющих уравнений также включает замыкающее соотношение для зависимости пористости от давления (4), и уравнение теплопроводности (5), для локализации положения зоны стабильности газовых гидратов в осадках.

Проведенные серии модельных расчетов показали, что скорость гидратонакопления зависит от гидродинамических свойств осадков над питающим резервуаром, их пористости и от температурного градиента в осадках и давления в резервуаре питания и его глубины от поверхности, физических свойств осадков, внешнего давления (глубины дна). Показано, что время достижения установившегося режима фильтрации между извержениями также зависит от этих параметров. В рамках модели проведен анализ влияния величины проницаемости и глубины питающего вулкан резервуара на скорость накопления газовых гидратов. Модельные расчеты показывают, что максимальная скорость гидратонакопления составляет $\approx 3\%$ порового пространства за 1000 лет при проницаемости осадков $k_0=10-15\text{ м}^2$, градиенте температуры 0.05° м^{-1} , глубине питающего резервуара 1000 м от поверхности дна и глубине моря 1200 м. Такая скорость гидратонакопления на порядки превышает скорости гидратонакопления в пассивных континентальных окраинах, где гидратонасыщенность составляет только первые проценты и скорости гидратонакопления оцениваются как $\approx 1\%$ в 105 лет [5]. Таким образом, моделирование показало, что скорость накопления гидратов, ассоциированных с подводными грязевыми вулканами, которую может обеспечить фильтрация газонасыщенного порового флюида над резервуаром питания грязевого вулкана, достаточна для образования значительных газогидратных скоплений за период порядка нескольких тысяч лет. Так как формирование газовых гидратов в морском дне является

одним из важных геофизических процессов, изучение которого необходимо как в фундаментальных, так и в прикладных аспектах, математическое моделирование является необходимым инструментом изучения этого процесса, позволяющим прогнозировать гидратонасыщенность и её эволюцию во времени и пространстве в зонах подводных грязевых вулканов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Milkov A.V., Sassen R., Apanasovich T.V., Dadashev F.G. Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. P. 1037.
2. Mazzini A. Mud volcanism: Processes and implications // *Marine and Petroleum Geology*. 2009. V. 26. P. 1677–1680.
3. Tinivella U., Giustiniani M. An Overview of Mud Volcanoes Associated to Gas Hydrate System. 2007. <http://dx.doi.org/10.5772/51270>.
4. Sloan E.D. *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. N.Y.: Marcel Dekker, 1998. 705 p.
5. Davie M.K., Buffett B.A. A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B1. P. 497–514.
6. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // *Докл. РАН*. 2011. Т. 438. № 6. С. 813–816.
7. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в окрестности подводных грязевых вулканов // *Геофизические исследования*. 2016. Т. 17. № 4. С. 39–48

The mathematical model accounts for gas hydrate forming in there PT stability zone due to filtration of gas saturated pore fluid in the vicinity of submarine mud volcano above high pressured mud source layer. The calculations show that gas hydrate is formed with high rate.

Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, syrbu@poi.dvo.ru)

Аномалии гелия и водорода в гидратоносных осадках юго-западного шельфа и склона о.Сахалин

Syrbu N.S., Shakirov R.B.

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

Helium and hydrogen anomalies in gas hydrate marine sediments of the Sakhalin southwest shelf and slope

Ключевые слова: гелий, водород, Татарский пролив, газовые гидраты, газогеохимическое поле, о. Сахалин

В работе отражены первые результаты применения газогеохимической съемки в морских осадках и воде для выявления особенностей распределения гелия и водорода и их взаимосвязи с сейсмической активностью некоторых геологических структур в юго-западной части Охотского моря и северной части Японского моря. Обнаружены аномалии этих газов в гидратоносных осадках (гелий до 60 ppm) и в зонах тектонических разломов.

Условия, определяющие газогеохимическую специализацию окраинных акваторий и их обрамления, обусловлены геодинамическим режимом территории. Район исследований относится к северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, захватывая такие структуры как складчатая система Сахалина, северо-западный борт Курильской котловины и южная часть Татарского прогиба. В региональном масштабе, состав и распределение газогеохимических полей зависит от того, к каким структурам они относятся.

Земная кора региона разбита тектоническими разломами, по формируемым ими проницаемым зонам мигрируют глубинные газы, в том числе гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Гелий часто концентрируется в углеводородных флюидах, циркулирующих в зоне разломов. Поэтому тектонические нарушения, особенно глубинные разломы, характеризуются аномалиями гелия в поверхностных осадках и водах. Это справедливо даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных отложений.

В наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий (кроме корового радиогенного гелия, состоящего в основном из изотопа ^4He и продуцируемого радиоактивным распадом урана и тория) мигрируют в виде газовых струй или в растворе с ювенильными водами. Из глубинных разломов максимально проницаемыми и, следовательно, наиболее

перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания (впадины типа трогов или грабен) с сокращенной мощностью земной коры [1].

Распределение гелия и водорода в донных отложениях и воде в западной части Охотского моря изучалось автором в 2012–2014 гг. в рамках международного проекта SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И. (табл. 1, 2). Данные в таблицах приведены по расчетам за три года, 2012–2014 гг. Расчет в объединенной статистической выборке по всем районам показывает, что средние фоновые концентрации гелия и водорода в донных осадках практически не изменялись и колебались около фонового значения для данной территории, уменьшаясь с глубиной.

Таблица 1. Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде Южно-Татарского прогиба (Японское море)

Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	6	2	34.3	48.4
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	120	24	198	241

Таблица 2. Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде на северо-западном борту Курильской котловины (Охотское море)

Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	4.5	4	57.3	20.5
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	49	26	118	114

Интересно отметить, что в районах газонасыщенных структур и метановых сипов в приповерхностном слое осадков до глубины 80 см идет резкое возрастание содержания гелия и водорода (станция LV59-19НС, глубина моря 980 м, длина керна составила 550 см). Важные результаты были получены при изучении водной толщи в местах скоплений

газогидратов. Выявлена закономерность – в придонном слое воды на участках с газогидратами резко возрастает концентрации He и H₂, превышая фон в 2–3 раза (рис.).

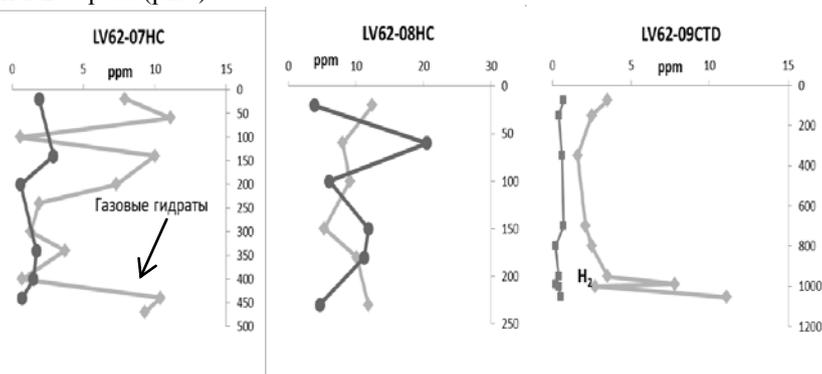


Рисунок. Распределение гелия и водорода в кернах осадках станций 07НС и 08НС, а также в воде станции 09СТД, 2013 г. (анализ выполнен к.г.-м.н. Н.С. Сырбу): светлый график – He, ppm, темный график – H₂, ppm

Авторами установлено, что природный газ в газогидратоносном осадке является гелиеносным, обнаруженные аномалии гелия свидетельствуют о наличии притока глубинных газов на юго-восточном склоне о. Сахалин (северо-западный борт Курильской котловины). Эти данные хорошо коррелируют с содержанием гелия в грязевых вулканах и минеральных источниках южной части о. Сахалин [2].

Гелий является признаком глубинных разломов в земной коре, а повышенные концентрации He³ обычно сопутствуют мантийным газам. Такие аномалии свойственны зонам рифтов, где мантия скрыта земной корой небольшой мощности [3]. Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через отложения западной части Курильской котловины. В данном районе в осадочной толще мощностью 1–3 км происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках с газовыми гидратами доказывают миграционное (термогенное) происхождение природных газов (метана и его газобразных гомологов), которые кристаллизуются как гидраты метана в поровых осадках данного района Охотского моря и формируют аномальные газогеохимические поля во вмещающих осадках и толще вод.

Повышенное содержание водорода указывает на то, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Совпадение аномалий гелия,

метана и водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос термогенных и глубинных газов. Аномальные по содержанию гелия и водорода осадки, а также газогидраты, находятся в узле пересечения тектонических разломов. Такие места в Охотском море являются наиболее благоприятными для активной разгрузки газов и флюидов [4].

При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознавания природы газового потока.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по научному Проекту № 16-35-00013 «Изучение формирования газогеохимических полей в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и их использование как индикаторов геологических процессов, трассирования зон разломов и газового геохимического картирования», а также при поддержке грант МК-2286.2017.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 20 с.
2. Перевозчиков Г.В. Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. 13 с.
3. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.
4. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном газогидратоносном склоне о. Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 1. С. 68–81.

During the geological survey and prospecting, helium and hydrogen are recognized indicators of minerals, deep seated faults, seismic activity, and ascending abyssal fluids. Their anomalous concentrations also serve as a marker of metamorphic processes. Helium and hydrogen anomalies (He up to 60 ppm) were identified in the hydrate bearing sediments in the fault zones. It was also found that helium concentrations in the water column of the Tatar Strait are higher than in the studied area of the Okhotsk Sea, possibly, due to the seismotectonic activity.

Телегин Ю.А., Обжиров А.И.

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

Признаки пространственно-генезисной взаимосвязи газогидратов и нефтегазовых залежей присахалинских акваторий

Telegin Yu., Obzhirov A.

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

Evidence of relationship between gas hydrates and oil and gas deposits offshore Sakhalin Island

Ключевые слова: газогидраты, нефтегазовые залежи, метан, дальневосточные моря

На основе комплексных исследований в дальневосточных морях 2003–2016 гг. рассматривается возможность пространственно-генезисной взаимосвязи газогидратов с нижележащими нефтегазовыми залежами.

В настоящее время изучению природных газогидратов придаётся весьма большое значение, так как газогидраты – относительно новый и потенциально обширный источник природного газа. Примером того служит успешная добыча газа из газогидратов Японией и Китаем. Благодаря геолого-геофизическим, гидрологическим, гидрофизическим, газогеохимическим и другим исследованиям на континентальном склоне Сахалина были обнаружены газогидратоносные структуры. Полученные данные позволили сделать предположение, что газогидраты могут быть связаны пространственно и генезисно с нижележащими нефтегазовыми залежами. На возможную сопряженность газогидратов и нефтегазовых залежей указывают несколько признаков, к первому из которых относятся аномалии концентраций метана в водной толще и осадке. Так в придонной воде над газогидратными залежами концентрация метана составляла 1000–2000 нл/л, что превышает фоновые значения почти на два порядка. Максимальные значения достигали 20000 нл/л. При приближении к поверхности концентрация метана в воде снижалась почти до фоновой (30–40 нл/л), и на поверхности она увеличивалась до 120–150 нл/л. Распределение метана в гидратоносных донных отложениях также характеризуется аномальными значениями концентраций природных газов. Газогидраты на гидратоносных станциях были представлены различными текстурами. Важно отметить, что при удалении от газогидратных станций и мест с активными выходами газа со дна в водную толщу были выполнены станции с фоновыми значениями концентраций метана в придонной воде и осадках. А, как известно, наличие аномальных полей концентрации

природных газов в придонном слое воды, при наличии определенных геологических структур, указывает на возможные промышленные скопления углеводородов [1].

К следующему признаку взаимосвязи относится наличие разломов различного ранга в исследуемом регионе [2]. При этом глубинные разломы, достигающие мантии, могут служить для миграции флюида, нефти и газа с больших глубин в осадочный разрез, так и миграции из сформированных в осадочных отложениях месторождений. По нашему мнению, при увеличении сейсмоструктурной активности нарушаются слои газогидратов, которые ввиду своих цементирующих свойств могут играть роль непроницаемой крышки для нижележащих нефтегазовых скоплений, и мощный поток газа из нижележащих нефтегазовых залежей по зонам разломов мигрирует к поверхности осадков, создавая при этом газовые факелы в придонном слое воды.

На возможность взаимосвязи также указывает изотопный анализ углерода газов. Данные анализа изотопного соотношения углерода метана и этана дают возможность рассматривать газовые гидраты присахалинских акваторий как полигенетические образования (термогенный газ в сочетании микробным). При этом биодegradация микробами является второстепенным процессом при формировании газогеохимических полей. Особо следует отметить, что на юго-западном склоне Сахалина обнаружены газогидраты, которые по данным изотопного анализа однозначно образованы из более глубинного термогенного метана. На то, что термогенный газ может поступать из нефтегазовых залежей, указывает обнаруженное в Татарском проливе Изильметьевское газовое месторождение и закартированные локальные структуры, находящиеся на расстоянии около 40 км от станций, где были подняты газогидраты.

Еще к одному признаку можно отнести тот факт, что станции, где отобраны газогидраты и обнаружены газовые факелы, приурочены к основным очагам нефтегазообразования в данном регионе (по [3]).

Таким образом, выявлен ряд критериев, по которым можно судить о возможной сопряженности газогидратов с нижележащими нефтегазовыми залежами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обжиров А.И. Газохимические поля и прогноз нефтегазоносности морских акваторий // Автореферат дисс. на соискание ученой степени д.г.-м.н. Москва, 1995.
2. Baranov B., Jin Y. K., Obzhairov A., Shoji H. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62, New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology. February, 2014. P. 4–9.

3. Марина М.К. и др. Нефтегазоносность // Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000.

The possibility of the relationship of gas hydrates and oil and gas deposits offshore Sakhalin Island (Okhotsk Sea, Sea of Japan) based on results of complex investigations 2003–2016 are considered.

Ткаченко Г.Г., Ванштейн Б.Г., Мозгов Е.В.

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

Перспективы нефтегазоносности Байдарацкой губы (Карское море) по результатам комплексной газогеохимической съемки

Tkachenko G.G., Vanshtein B.G., Mozgov E.V.

(Federal state budgetary institution «The All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I. S. Gramberg», Saint-Petersburg)

Prospects of oil and gas potential of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on the results of a comprehensive gas geochemical survey

Ключевые слова: Карское море, газогеохимия, углеводородные газы

Комплексные газогеохимические исследования на акватории Байдарацкой губы проводились вдоль региональных сейсморазведочных профилей 2D. Совместная интерпретация результатов газогеохимических исследований и сейсморазведки позволила выделить два крупных перспективных объекта с интенсивными аномалиями газообразных и жидких углеводородов в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи. При этом в составе жидких углеводородов отмечается высокая доля масел и парафинов. Выявленные перспективные участки на региональном сейсмическом профиле приурочены к двум крупным антиклинальным перегибам и биогермами в палеозое, а также в юрских отложениях.

В 2012–2013 гг. в рамках тематических исследований ФГБУ «ВНИИОкеангеология» проводились региональные профильные комплексные геолого-геохимические исследования синхронно с сейсморазведкой 2D на западном приамальском шельфе в транзитной зоне, включая Байдарацкую губу, что позволило впервые на арктическом шельфе составить схематическую структурно-геохимическую карту. «Прямые» миграционные аномалии жидких и газообразных углеводородов в её пределах привязаны как к антиклинальным перегибам известных локальных структур, так и к выявленным новым с вероятными скоплениями углеводородов в их недрах и с определением их типов (нефть, газ, конденсат). Из ранее известных структур это Скуратовская, Нармейская, Морская, Харасавей-море, Крузенштерн – море, Шкиперская, Шараповская и Южморгеология. Из новых объектов это Белоостровская-море, ВНИИОкеангеология и две безымянные.

Поисковый интерес представляет выявленное крупное поднятие ВНИИОкеанология, примыкающее к береговой линии и морфологически сопоставимое с Крузенштерновским поднятием на сопредельной суше. Здесь на детализационном комплексном геолого-гидрогеохимическом профиле отмечаются интенсивные аномалии газообразных и жидких углеводородов, связанных с опорными сейсмогеологическими горизонтами в меловых и юрских отложениях. Высокая доля масел в сумме жидких углеводородов, достигающая 70–90%, может свидетельствовать о скоплении в разрезе осадочного чехла проявлений нефти, газа и газоконденсата.

Комплексный геолого-гидрогеохимический профиль в Байцдарацкой губе расположен в береговой зоне и в небольшой части ее долины. Рельеф дна пологонаклонный в сторону осевой части долины. Донные осадки представлены мелкозернистыми песками только в береговой зоне, а в остальной части развиты алевритоглинистые илы темно-серой окраски с гидротроиллитом. Они характеризуются повышенными содержаниями суммы гомологов метана и пропана в центральной части профиля..

Повышенные концентрации метана в придонной воде проявлены только на концевых участках профиля и коррелируются с разломами на сейсмогеологическом разрезе. В характере распределения битумоидов весь профиль аномальный с долей масел 94-98%, также как и полностью аномальный по ароматическим углеводородам.

В Байдарацкой губе проявились два крупных аномальных объекта с интенсивными аномалиями жидких углеводородов с высокой долей масел и парафинов в придонно-пограничном слое водной толщи, коррелирующиеся на региональном сейсмическом профиле с двумя крупными антиклинальными перегибами и биогермами в палеозое, а также в юрских отложениях. Здесь необходимо особо отметить масштабное «загрязнение» парафинами придонной водной массы. Ранее подобные масштабы загрязнения мы наблюдали только в Апшеронском заливе на Каспийском море.

Surface geochemical survey in the Baydoratskaya Bay was conducted within regional seismic 2D profiles. Results of gas geochemical and seismic researches have allowed to single out two large intense anomalies of gaseous and liquid hydrocarbons in bottom sediments and bottom layer of the water column. At the same time, a high oil and paraffin contents exist in liquid hydrocarbons. The identified perspective sites on the regional seismic profile are confined to two major anticlinal Paleozoic bends and bioherms, and also to the Jurassic deposits.

Туманов В.Р.

(ООО Космические технологии, Казань, e-mail: geotech@list.ru)

**Предполевой комплекс космогеологических методов
поисков углеводородного сырья**

Tumanov V.R.

(Space Technologies LTD, Kazan, Russia)

**Prefield complex of cosmogeological methods for the
hydrocarbons exploration**

Ключевые слова: космические методы, тепловой диапазон, экономические риски.

Геологические и геофизические данные интерпретируются с учетом космических снимков в видимом и тепловых диапазонах, затем рассчитывается объемная цифровая модель поля теплового излучения, параметр относительной водонасыщенности, и на основе их геологической интерпретации делаются выводы о перспективах поисков углеводородного сырья.

Комплекс методов предназначен для того, чтобы оперативно и как можно более полно осмысливать и выражать картографически всю геологическую информацию (наземную и дистанционную, предшествующую и полученную вновь) по территориям побережий и континентов на основе космических изображений в видимых и инфракрасных диапазонах. Это работы предполевой стадии, по их результатам обосновываются решения о месте и объемах дорогостоящих полевых работ, существенно сокращается стоимость поисков полезных ископаемых за счет своевременной отбраковки пустых территорий. Таким образом инвесторы уменьшают неоправданные экономические риски.

Первая задача – извлечь максимум пользы из изучения поверхности (геологических и геофизических материалы предшествующих, космических снимков в видимом и тепловых диапазонах). Затем рассчитывается объемная цифровая модель поля теплового излучения, параметр относительной водонасыщенности, и на основе их геологической интерпретации делаются выводы о перспективах территорий в отношении полезных ископаемых и экологические прогнозы.

Сбор картографических данных осуществляется из всех доступных источников с их масштабированием в соответствии с заданной детальностью работ. Таким образом выявляются противоречия в построениях предшествующих. Карты любого содержания (топографические, геологические, геофизические, иные тематические карты), привязанные в географической системе координат копируются в графический редактор в условной системе координат в виде отдельных электронных слоев. Это дает возможность наложения карт друг на друга в

любых сочетаниях с заданной степенью полупрозрачности. Таким образом наглядно выявляются расхождения между геологическими контурами и это облегчает выбор из них границ, которые выглядят более обоснованными.

При дешифрировании сейсмических разрезов и физических полей выделяются только фактически наблюдаемые элементы, трассирование их считается правомочным только на этапе обобщения. При таком подходе мы убеждаемся, что как в обнажениях, так и на сейсмических разрезах малоамплитудные разломы в осадочном покрове – это не одна ровная плоскость, а совокупность трещин и смещений, фрагментарно проявляющихся в слоях пород разного состава, преломляющихся по ним и в некоторых слоях не прослеживающихся, местами выраженных очень ярко. По рисунку и соотношению трещин удастся понять кинематику смещений.

При работе с материалами предшественников используются подходы, уже докладывавшиеся на XV Международной школе морской геологии [1].

Проработав материалы предшественников, мы составляем карту современной геодинамики на основе изучения цифровой модели рельефа. Карта современной динамики не требует больших трудозатрат и помогает правильно наметить будущие пути исследований. На карте показываются геодинамические зоны с преобладающим неотектоническим режимом, характерными структурами второго порядка, линеаменты, отрисованные по теневому рисунку цифровой модели рельефа. Карта может дополняться элементами интерпретации физических полей и сеткой более детально отдешифрированных линеаментов с космогеологической карты, речь о которой пойдет ниже. Собственно геодинамика и кинематика выражаются значками смещений по предполагаемым разломам и направлений тектонических напряжений.

Наибольший практический интерес в результате геодинамического анализа цифровой модели рельефа вызывают морфоструктуры в виде валов и изометричных поднятий, с ними могут быть связаны нефтегазоносные структуры.

Следующий шаг в работе с поверхностью Земли - анализ космических изображений с Landsat-7 с наилучшими для геологических целей техническими характеристиками. Это единовременный охват больших территорий, достаточный набор каналов в разных частях видимого и теплового диапазонов, наилучшее разрешение 60 м в дальнем инфракрасном диапазоне, в котором вычисляются поле теплового излучения как среднее геометрическое из летней и зимней безоблачных сцен и относительная водонасыщенность как математическое отношение летней сцены к зимней. Описанию линеаментного анализа на основе этих параметров посвящен специальный доклад на этой конференции.

Третий шаг в изучении поверхности связан с использованием комбинаций из различных спектральных зон от видимых диапазонов до

дальнего инфракрасного. По особенностям фотоизображения в различных каналах многозональных снимков можно судить об увлажненности грунтов, характере растительности и почв, и в некоторых случаях - о составе горных пород и строении недр. Наиболее благоприятны ландшафты каменистых пустынь, где растительный покров и почвы почти отсутствуют.

Представленный пример по Восточной пустыне Египта демонстрирует карту масштаба 1:250 000, и космический снимок Landsat-7 в использованной нами комбинации каналов 731 (средний инфракрасный, красный, синий). Более убедительных примеров удачного использования комбинаций каналов для геологического картографирования в публикациях мы не знаем, поскольку такую обнаженность, как в каменистой пустыне, на земной поверхности можно видеть только в карьерах.

Синтезом данных предшественников и результатов дешифрирования космических снимков является космогеологическая карта, она отличается от стандартной отражением элементов слоистости и очень детальным отражением разломов и трещин, по большинству из которых смещения в масштабе карты не выражены. Мы считаем трещиноватость столь же важной характеристикой недр, как и их возраст, литология и складчатая структура.

Космогеологические карты демонстрируются в двух вариантах: в традиционных цветах согласно возрасту пород и в индексах на фоне оптимальных комбинаций каналов Landsat. Иногда они практически совпадают, и обоснованность карты с очевидностью доказывается ее совмещением с естественными природными неоднородностями. Использование 3D образов поверхности из Google позволяет составлять карты, местами даже более точные и обоснованные, чем карты по результатам наземных съемок. По сути это – внемасштабная основа, к которой в электронном виде должна быть привязана вся графика по исследуемому участку независимо от того, к поверхности она относится или к глубине. Именно от космогеологической карты мы прослеживаем структурные неоднородности от среза к срезу и от разреза к разрезу на все большие и большие глубины *методами видеотепловизионной генерализации* исходного теплового поля на поверхности земли, запечатленного на космических снимках.

Методы тепловизионной генерализации – это способ математических преобразований исходных тепловизионных изображений в цифровые объемные модели поля теплового излучения и поля относительной водонасыщенности с целью выявления неоднородностей этих полей, отвечающих реальным геологическим неоднородностям в недрах [2]. Далее строится система вертикальных разрезов по сетям 10×10 (обзорная стадия) и 1×1 км (детализация), и субгоризонтальные срезы через каждые 60 м. На разрезах прослеживаются векторы тепла и холода, водонасыщенности и

сухости, элементы слоистости и разломы, результаты дешифрирования «сшиваются» с космогеологической картой, с сейсмическими и буровыми разрезами и таким образом получается объемная геолого-поисковая модель поисков углеводородных скоплений на глубинах до 6 км.

Критерии выделения объектов ранжированы по их важности: 1) расположение участков под плоскостями геотермических несогласий, под плоскостями наибольших перестроек общего облика поля теплового излучения; 2) расположение объектов вблизи восходящих теплотоков (но вне геотермических столбов, где сохранность покрышек маловероятна); 3) наличие асимметричных «kozyрьков» на вертикальных разрезах поля теплового излучения в интервалах потенциально нефтегазоносных глубин; 4) ситуации встречного направления отрицательных и положительных векторов; 5) на глубинах 1–3 км – соседство с геотермическими седловинами, штоками, террасами; 6) резкие изменения и латеральные отклонения теплотоков от вертикального направления, которые можно объяснить только какими-то геологическими препятствиями; 7) расположение объектов вне геотермических ям и отрицательных термотоков; 8) относительно более высокое гипсометрическое положение прогнозируемого объекта по отношению к окружающей геологической среде в рамках неких геологических ограничений – тектонических, литолого-стратиграфических, фациальных; 9) наличие косых восходящих струй повышенной водонасыщенности в интервале нескольких сот метров над предполагаемым или установленным объектом; 10) наличие глубоко проникающих векторов сухости в латеральных ограничениях объектов; 11) слабо проявленные восходящие векторы сухости непосредственно в объектах и над ними (на больших глубинах не различимы).

Подтверждаемость прогнозов в отношении бесперспективных зон и объектов с притоками более 50 м³/сут. – 67–100%, при дебитах менее 50 м³/сут. – 43–57 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н., Туманов В.Р. Филюта С.А. Использование информационной системы «Разрез»-«Геозор»-«Палинолог» для корреляции разрезов Среднего Поволжья // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. Т. 1. М.: 2003. С. 262–263.

2. Tumanov V.R., Cheban V.D. Application of method of heat vision generalization for the estimation of terms of accumulation of hydrocarbons in the Western desert of Egypt.

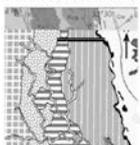
http://www.naftogaz.com/files/journal/3a_2013_preview.pdf

Geological and geophysical data are interpreted taking into account space satellite images in visible and thermal ranges, then calculating a three-dimensional digital model of thermal radiation field, a parameter of the relative water saturation, and based on its geological interpretation making the prospects and conclusions for the hydrocarbons explorations perspectives.

THERMAL EXPLORATION, HYDROCARBONS SEARCH

INPUT DATA

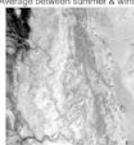
Predecessors' data



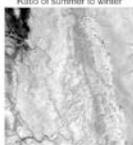
SURFACE RESEARCH

Landsat Images

Thermal emission, Average between summer & winter



Water saturation, Ratio of summer to winter



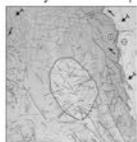
Google Earth's Satellite images



RESULTS

Cosmogeological digital map

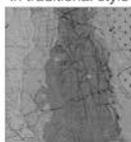
Geodynamic's map



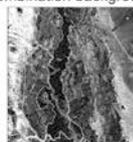
Lineaments



Geological map in traditional style



Geological map on Landsat's bands combination background



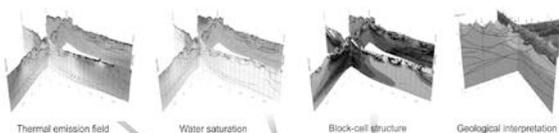
Stratigraphic column



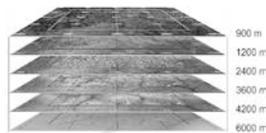
Contents: terrain, morphological structure, geodynamics, breaks, formations, folds, structural elements

DIGITAL 3D MODEL

Vertical slices through 1 x 1 km grid

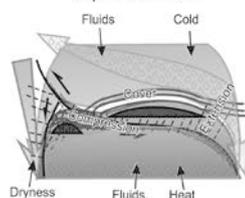


Subhorizontal slices

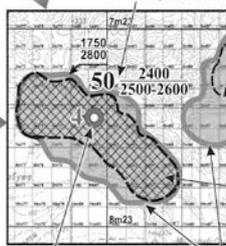


Forecasts and recommendations map

Thermodynamic deposits' model



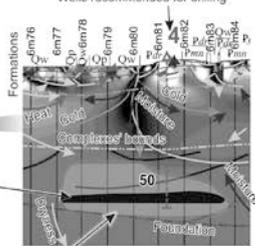
Depth to the roof
Depth to downhole



Wells recommended for drilling

VERTICAL SLICE

Wells recommended for drilling



Perspective spots

Object number	Position on the map of forecasts, labels on 1x1 km grid's slices	Depth to the roof, m	Depth to the downhole, m	Area, km ²	Host rocks, type of the geological section	Predicted trap type	Perspectivity (+++ - high, ++ - average, + - unclear)
50	3m77-3m80 - 10m83-10m85	2400	2500-2600	24.98	The lower part of the terrigenous complex under the second reflector AEB, from <i>Araba F. to Malha F./Wadi Qena F.</i>	Lithology shielded, tectonically limited	+++

***ГИДРОТЕРМЫ И РУДЫ НА ДНЕ
ОКЕАНОВ И МОРЕЙ***

***HYDROTHERMS AND ORES ON
THE BOTTOMS OF THE SEAS AND
OCEANS***

Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Можеровский А.В.
(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: n_astakhova@poi.dvo.ru)

Рудные корки возвышенности Первенца (Японское море)

Astakhova N.V., Lopatnikov E.A., Mozherovsky A.V.

(P'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok)

Ore crusts of Pervenets rise (the Sea of Japan)

Ключевые слова: гидротермальные образования, железо-кремнистые корки, железомарганцевые корки, селадонит, тодорокит, бернессит, возвышенность Первенца, Японское море.

Приводятся данные о строении, химическом составе и содержании микроэлементов в железомарганцевых и железо-кремнистых корках возвышенности Первенца (Японское море). Образование корок произошло в результате цементации мелких обломков зеленых глин (селадонита) гидроокислами марганца (тодорокитом и бернесситом) или кремнеземом.

Возвышенность Первенца расположена в Центральной (Японской) котловине Японского моря, рядом с материковым склоном Южного Приморья (рис. 1) и является фрагментом Азиатского континента [1]. Она представляет собой несколько сближенных вулканических построек, сложенных базальтами плиоцен-четвертичного возраста. Геологическое изучение возвышенности началось в 70-х годах прошлого века сотрудниками ТОИ ДВО РАН на НИС «Первенец». Тогда же при драгировании впервые в Японском море были подняты железомарганцевые (ЖМК) и кремнистые корки. ЖМК приурочены к плиоцен-четвертичным подводным вулканическим постройкам. Отдельные обломки корок достигали 32 см в поперечнике и представляют собой агрегаты сросшихся мелких (1–15 мм) конкреций. Кроме этого обнаружены тонкие (0.5–10 мм) корочки на базальтах и диатомитах, а также жерловые брекчии, «пропитанные» гидроокислами Fe и Mn, которые составляют до половины общего объема породы [2].

В 2011 г. в 58-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» организованном ТОИ ДВО РАН, были проведены геологические работы на юго-восточной части возвышенности. При драгировании в интервале 1800–1500 м совместно с базальтами и слаболитифицированными осадочными породами неогенового возраста вновь были подняты обломки железомарганцевых и кремнистых корок, мощностью 3–5 см.

Поднятые ЖМК содержат большое количество включений обломков глинистых минералов зеленовато-бурого цвета (рис. 1а). В нижней части корки величина и количество этих обломков увеличивается. Реже встречаются двухслойные корки, нижний слой которых аналогичен вышеописанному, а верхний имеет почковидную структуру. Граница между

СЛОЯМИ ОТЧЕТЛИВАЯ.

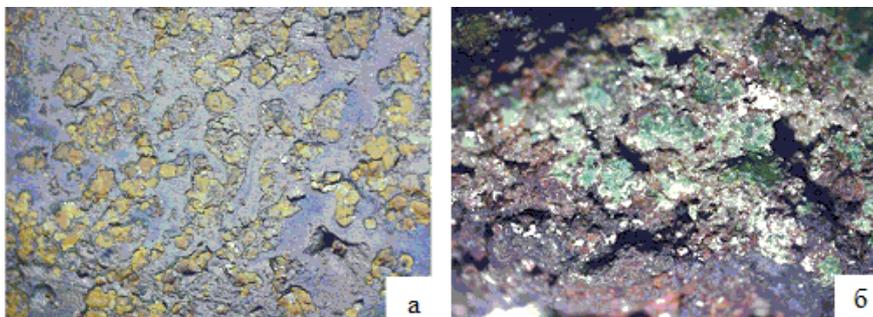


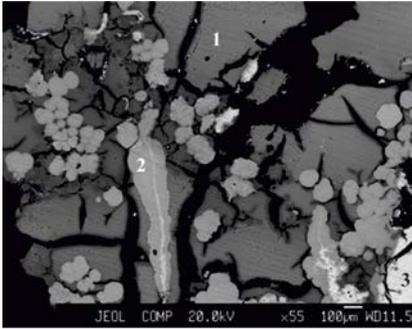
Рисунок 1. Железомарганцевая (а, увел. 5) и железо-кремнистая (б, увел. 3) корки возвышенности Первенца.

Железо-кремнистые корки пористые, с кавернозной поверхностью, часто покрытой тонкой пленкой железомарганцевых гидроокислов. Они образовались в результате цементации кремнеземом комочков зеленого глинистого вещества (рис. 1б). Встречаются образцы, поры в которых заполнены железомарганцевыми гидроокислами.

В ЖМК содержания Mn варьируют от 43.56 до 18.96 %, Fe – от 2.56 до 13.85%, Si – от 3.77 до 15.19%, Mn/Fe от 17.0 до 1.6. Максимальные концентрации марганца и минимальные железа и кремния наблюдаются в верхней почковидной части корки. В кремнистой корке количество Mn изменяется от 0.32 до 0.05%, Fe – от 8.88 до 6.28 %, Si – от 36.96 до 35.22%, Mn/Fe – 0.04 до 0.003.

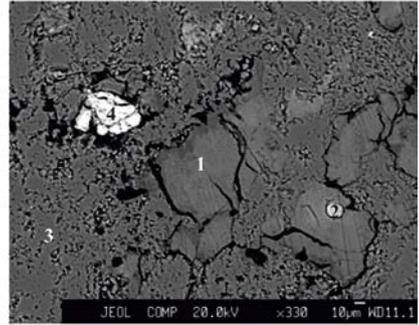
Изучение шлифов образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа с микрозондовой приставкой показало, что в ЖМК верхний почковидный слой имеет оолитовую текстуру. Каждый оолит имеет ядро, оконтуренное крустификационной кристаллической каемкой обрастания. Сам оолит и каемка сложены гидроокислами марганца с примесью до 5% K, Na, Ca и Mg. Различие состоит в том, что в ядре присутствует до 1% свинца, а в каемке – 3% фтора. В оолитах и в оторочке встречаются единичные включения зерен цинкистой меди переменного состава, фосфида никеля, серебра и РЗЭ. Фосфиды и интерметаллические соединения, скорее всего, привнесены высокотемпературным газовым флюидом, возможно, в твердой фазе [3]. Нижний слой имеет неоднородный химический состав. Обнаружены участки преимущественно марганцевого, марганцево-железо-кремнистого и железо-кремнистого составов (рис. 2а). Во всех матрицах также присутствует примесь K, Na, Ca и Mg, сумма которых не превышает 7%. Первичными были отложения железо-кремнистого состава, иногда с примесью Со до 0.22%. Позже они были раздроблены и сцементированы гидроокислами марганца. Прослеживается следующая этапность

рудотолжения: Fe-Si → Mn-Fe-Si → Mn. Не исключено, что формирование участков марганцево-железо-кремнистого состава связано с пропиткой марганцем железо-кремнистых отложений. На это указывает выделение их на границе марганцевых прожилков (рис. 2а). В таком случае этапность рудотолжения будет следующая: Fe-Si → Mn.



а

	1	2	3
Si	21,85	11,37	
Fe	14,69	9,96	0,49
Mn		25,55	49,11
O	41,88	35,85	31,42
K	4,51	2,73	4,59
Mg	2,76	2,38	1,22
Na	0,44	1,88	2,34
Ca		0,8	1,28
Cl	0,18		0,16
P	0,34	0,31	0,38



б

	1	2	3	4
Si	18,91	14,82	45,64	1,12
Fe	14,35	31,93	0,83	2,29
Mn				49,55
O	28,07	32,29	53,86	33,03
K	5,46	3,66	0,19	1,30
Mg	2,61	2,42		1,59
Na				1,29
Al		0,20		
Ca		0,73		0,66
Cl	0,27	0,32		
Ba				1,82
V		0,23		
P		0,45		

Рисунок 2. Микротекстуры железомарганцевой (а) и железо-кремнистой корок (б).

В железо-кремнистой корке также первичным были отложения железо-кремнистого состава с примесью до 8% K и Na, содержащих включения оксидов или сульфидов железа. По составу они аналогичны железо-кремнистой матрице в ЖМК. Позже все это было сцементировано SiO₂ (рис. 2б). В некоторых случаях поры в корке частично или полностью заполнены гидроксидами железа и марганца или марганца с примесью бария до 5%. Следовательно, изменение химического состава рудообразующего раствора происходило следующим образом: Fe-Si → Si → Mn-Fe, Mn-Ba.

Согласно данным рентгенофазового анализа, ЖМК образована тодорokitом с примесью бернессита. В нижней части корки присутствуют смешанослойные образования типа смектит-гидрослюда и кварц. Это

связано с включениями зеленого глинистого вещества. Основными минералами, образующими железо-кремнистую корку, являются гидрослюда и кварц.

Существенных различий по химическому составу между глинистыми минералами в корках обеих типов по данным микрозондового анализа не обнаружено. Содержания Fe в них достигает 16%, Si – 23%. Кристаллохимическая формула $K_{0.78}(Si_{4.0})(^{2+}Fe_{1.792}+Mg_{0.61}Si_{0.11})O_{10}(OH)_2$ близка к идеальной для селадонита. В некоторых случаях отмечается незначительная примесь Ca и P. Некая несбалансированность по содержанию K, Mg и Fe, вероятно, связано с разной степенью раскristаллизации первичного железосодержащего силикагеля.

Тодорокит и бернессит являются главными типоморфными марганцевыми минералами гидротермальных корок. Селадонит, минерал из группы гидрослуд, также имеет гидротермальный генезис. Все железо-кремнистые корки, поднятые при драгировании возвышенности Первенца, имеют одинаковое строение и близкий химический состав. Температура кристаллизации ранее изученных кремнистых корок, определенная изотопно-кислородным методом, находится в пределах 42–58°C [4].

Следовательно, образование корок обеих типов связано с газогидротермальной деятельностью. Высокотемпературные гидротермы в областях современного вулканизма являются водным раствором кремнезема, в котором происходит непрерывное воспроизводство силикагелей. Эти растворы, обладая высокой адсорбционной емкостью, после соединения с катионами металлов не коагулируют, а образуют гель по мере понижения температуры гидротерм при смешении растворов с холодными водами [5]. В результате раскristаллизации этого железистого силикагеля произошло образование зеленого глинистого минерала – селадонита.

Таким образом, на возвышенности Первенца первичным было отложение селадонита, содержащего включения зерен пирита и гидроокислов железа. Судя по материалам драгирования, зеленые глины имеют широкое распространение на возвышенности Первенца. Кремнистая и марганцевая минерализация распространена более локально и является наложенной на железо-кремнистую. В обоих случаях видно, как мелкие кусочки глинистого вещества цементируются железомарганцевыми гидроокислами или кремнеземом (рис. 1, 2). Это указывает на диффузное поступление гидротермальных растворов в осадок и растекание их в осадочной толще. Причем выходы гидротерм различного состава разделены во времени и, часто, в пространстве. Глобулярная корка гидроокислов марганца, вероятно, всего, сформировалась из высокоминерализованных газо-гидротермальных растворов, поступающих на поверхность дна. На это указывают многочисленные центры кристаллизации, представленные шаровидными скоплениями колломорфной структуры, включение зерен

интерметаллических соединений в марганцевую матрицу и обогащение отдельных участков фтором. Часть растворенного марганца может переноситься в водной толще на большие расстояния и, постепенно окисляясь, образует твердые гидроксиды марганца. По-видимому, с выпадением этих гидроксидов связано образование тонкой рудной корочки и выполнение мелких пор в кремнистых корках. Вероятно, это завершающая стадия рудообразования на возвышенности Первенца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Пушин И.К., Аннин В.К., Берсенева Ю.И. и др. Новые данные о геологическом строении дна северо-западной части Японского моря (по материалам 21-го рейса НИС «Первенец») // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3–13.
3. 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.
4. Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И. и др. Высокожелезистые диактаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Известия АН СССР, серия геологическая. 1987. № 10. С. 92–111.
5. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандиминова Е.И., Белоусов В.И. Рудные минералы в структуре гидротермально-магматических систем: состав, распределение, условия формирования // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма (Материалы международного полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля – 6 августа 2005 г.). Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 363–379.
http://kcs.dvo.ru/ivs/publication/kuril_kam2005/index.html

The data are given on the structure, chemical composition, and content of microelements in the ferro-manganese and siliceous crusts of Pervenets Rise (the Sea of Japan). The crusts resulted from the cementation of small fragments of green clays (celadonite) with hydroxides of manganese (todorokite and birnessite) or silica.

Батурин Г.Н.¹, Добрецова И.Г.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: galibatur@list.ru; ² ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов)

Новые данные о составе металлоносных осадков Срединно-Атлантического хребта

Baturin G.N.¹, Dobretsova I.G.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Moscow; ²Polar Marine expedition, Lomonosov)

New data on composition of metalliferous deposits on the Mid-Atlantic Rise

Ключевые слова: северная часть Срединно-Атлантического хребта, железомарганцевые и сульфидные отложения, макро- и микроэлементы, черты сходства с Fe-Mn конкрециями

В пределах северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) распространены железомарганцевые и сульфидные отложения, перемежающиеся друг с другом. Состав железистых разностей частично сходен с составом железомарганцевых, пелагических конкреций, что может свидетельствовать об участии в их составе эндогенного материала.

После первых находок металлоносных отложений в рифте Красного моря [1, 2] начались поиски рудопроявлений в океанских рифтах и открытию в пределах САХ серии сульфидных и железомарганцевых отложений, детально описанных в книге Ю.А. Богданова, А.Ю. Леин и А.П. Лисицына [3]. Рудоносные отложения российского заявочного участка в северной части хребта исследовались, начиная с 90-х годов XX века [4–7].

Нами исследованы образцы рудного поля «Холмистое» (17°57'с. ш., 46°29'з.д. – 17°56'с.ш., 46°32'з.д.), где ПМГРЭ при участии И.Г. Добрецовой собрана новая коллекция металлоносных отложений, сходных с описанными ранее [7–9].

В число исследованных образцов входит рудопроводящая трубка диаметром около 7 см, включая наружный черный слой, промежуточный рыжий слой и внутренний наиболее плотный бурый стекловатый слой (обр. 1–3); литифицированный ожелезненный осадок (обр. 4); плотная Fe-Mn корка на рыхлом осадке (обр. 5); корка на туффите (обр. 6); корка на серпентизированном перидотите (обр. 8); наружный черный слой на рудопроводящей трубке № 2 (обр. 9); рыхлый внутренний слой рядом с черным в той же трубке (обр. 10); стенка канала белого карбонатного курильщика (обр.18); уплотненный осадок, импрегнированный гидроксидами железа и марганца (обр. 21).

Материал анализировали методом ИСП-МС в Аналитическом Сертификационном Испытательном Центре Института проблем микроэлектроники и технологии особочистых материалов РАН под

руководством В.К. Карандашева.

Полученные данные показали, что диапазон колебаний содержания оксида железа (14.3–68.3%), марганца (4–35%), кремнезема (3.8–35.7%), алюминия (0.9–5.1%), титана (0.24–1.4%), оксида кальция (1.8–8.4%), оксида магния (1.7–7.5%), калия (0.10–0.56%), пентоксида фосфора (0.57–2.6%) и общей серы (0.076–0.36%). Главной особенностью этого материала являются высокое относительно океанских осадков содержание железа и марганца.

Судя по данным об основном составе образцов, во внутреннем слое первой трубки концентрируются, по сравнению со средним составом глубоководных океанских осадков [5] только титан, марганец и фосфор, во внешней части трубы – железо, натрий и калий, а в промежуточном слое – кремнезем, кальций и калий.

Литифицированный осадок (обр.4) отличается максимально высоким содержанием кремнезема, глинозема, кальция и магния, что наиболее близко по основному составу к океанским глубоководным осадкам.

Содержания натрия, кальция, фосфора и серы относительно стабильны по сравнению с прочими макроэлементами.

Таблица 1. Макроэлементный состав образцов (г/т)

Элем	Д1	Д2	Д3	Д4	Д5	Д6	Д8	Д9	Д10	Д19	Д21
Fe ₂ O ₃	27	34	36	48	14.5	35.5	68.7	44.1	26.5	42.5	29.5
MnO	22.6	22	21.7	15.7	35	22	4.0	14.3	17.0	15	20.8
SiO ₂	7.94	13.7	4.3	18.4	6.09	3.78	9.44	13.1	6.94	9.76	35.7
Al ₂ O ₃	2.97	5.24	1.0	6.05	2.51	0.9	1.91	3.97	2.69	5.06	35.7
TiO ₂	0.83	0.29	0.07	0.76	0.41	0.07	0.38	0.29	0.89	0.86	1.77
CaO	4.89	8.29	1.77	14.2	4.38	14.2	1.65	6.93	4.27	13.2	9.18
MgO	2.26	2.0	1.85	6.58	2.08	6.58	0.73	6.2.	1.78	-	5.71
Na ₂ O	2.12	2.0	1.9	1.5	2.4	1.6	0.58	1.1	2.1	1.4	1.9
K ₂ O	0.31	0.30	0.29	0.24	0.56	0.25	0.10	0.26	0.39	0.43	0.37
P ₂ O ₅	2.6	1.5	1.5	1.9	0.57	1.4	1.7	1.5	1.3	1.5	1.2
S	0.35	0.36	0.33	0.26	0.18	0.33	0.07	0.21	0.27	0.25	0.27
Ппп	0.91	0.86	0.67	0.56	0.20	0.85	0.19	0.66	0.80	0.66	0.65

Данные о микроэлементном составе образцов (табл. 2) в сочетании с результатами прежних анализов о металлоносных элементах в осадках показывают, что содержание большинства микроэлементов в рассматриваемых образцах приближается или совпадает со средним составом океанских железомарганцевых конкреций или гидротермальных корок, что относится, в частности, к меди, свинцу и цинку при видимом дефиците кобальта и в меньшей степени никеля.

Среднее содержание ртути в рассматриваемых образцах (0.06 г/т) ниже среднего в железомарганцевых конкрециях (0.22 г/т) по данным [6], но в одном образце оно достигает 0.51 г/т, что свидетельствует о локальном влиянии металлоносных флюидов на состав рассматриваемых образцов.

Другим признаком влияния на состав глубинных металлоносных растворов является повышенное относительно нормального содержание редкоземельного элемента европия относительно двух соседних элементов - самария и гадолиния, но в данном случае оказалось, что во всех исследованных образцах положительная европиевая аномалия отсутствует, как и в редкоземельных элементах, растворенных в обычной морской воде [8]. В связи с этим можно заключить, что водная фаза рудного раствора возникла в данном случае за счет проникновения морской воды в коренные породы, не обогатилась европием относительно прочих редкоземельных элементов за счет многократных проникновений морской воды в породу.

Таблица 2. Микроэлементный состав образцов (г/т)

	Д1	Д2	Д3	Д4	Д5	Д6	Д8	Д9	Д10	Д19	Д21
As	454	570	530	710	200	579	231	438	452	515	476
Ba	824	947	1080	940	715	982	240	798	656	927	841
Be	6.3	8.0	8.1	8.7	2.5	7.9	1.9	5.9	5.5	7.2	6.7
Bi	5.5	2.5	1.40	0.89	0.34	2.5	0.44	1.7	3.2	1.6	1.8
Cd	2.9	2.0	2.2	2.8	31.1	2.0	1.1	1.8	2.3	1.8	8.2
Co	3744	2562	1860	1489	544	2108	440	1644	2965	1572	1802
Cr	12.8	8.8	11.5	37.0	429	8.8	9.2	11.6	117	14.3	177
Cs	0.30	0.26	0.27	0.20	0.32	0.18	0.13	0.33	0.34	0.41	0.42
Cu	688	540	797	1400	1474	476	215	526	314	630	962
Ga	11.1	10.3	10.1	10.3	22.9	10.1	2.8	7.0	9.2	8.3	11.7
Hf	9.0	9.9	11.7	15.9	4.0	8.1	2.5	8.7	7.7	8.7	10.0
Hg	0.51	0.027	0.025	0.018	0.020	0.015	0.01	0.017	0.027	0.01	0.018
Li	6.0	4.7	12.3	35.6	607	35.9	9.3	5.9	20.1	6.3	139
Mo	417	455	501	330	133	509	130	350	234	360	302
Nb	66	64.3	63.9	70.9	19.3	57.4	14.0	57.5	55.6	51.4	61.4
Ni	2581	1717	1785	1403	2794	1589	312	1129	1606	1172	2097
Pb	799	686	487	268	82	766	1222	453	648	461	404
Rb	4.9	4.4	4.4	3.3	6.1	3.1	2.2	5.3	6.4	9.8	6.7
Sb	37.0	32.5	47.3	56.8	68.4	30.6	16.3	36.5	15.2	38.4	46.5
Sc	12.1	15.1	16.9	23.5	8.8	14.8	4.4	11.8	17.2	14.5	14.6
Sn	3.9	3.6	3.3	3.3	1.4	3.2	1.7	4.9	3.4	5.3	3.6
Sr	1424	1546	1539	1118	773	1537	454	1165	1186	1291	1203
Ta	0.91	0.86	0.67	0.56	0.20	0.85	0.19	0.66	0.80	0.66	0.65
Th	49.4	52.7	38.9	27.0	8.7	47.4	9.5	32.7	55.6	33.4	34.0
Tl	72.6	40.5	41.1	59.5	378	37.4	11.8	33.0	59.7	35.7	11.7
U	12.2	12.1	11.0	9.4	3.0	12.6	4.6	9.0	10.4	9.5	8.6
V	854	1033	934	1257	399	1029	477	807	822	966	835
W	80	84.6	103	67.5	22.3	94.7	17.8	64.5	46.4	70.8	59.1
Zn	632	519	563	782	1298	536	188	428	407	498	684
Zr	453	491	583	685	183	450	33	408	334	449	442

Судя по обобщающим работам, посвященным рудным гидротермальным процессам в Атлантическом океане [3], большая часть обогащенных металлами океанских рудных растворов является высокотемпературными и

глубинными. Вероятно, что в данном случае температура рудного раствора была относительно умеренной, поскольку высокотемпературные растворы и их отложения богаче металлами [3, 5]. Характерной особенностью рассматриваемого процесса, как и в других зонах гидротермальной активности САХ, является также сосуществование железомарганцевой и сульфидной минерализации [3].

Таблица 3. Микроэлементы в пробах САХ, Fe-Mn конкрециях и корках, г/т

Элемент	Образцы САХ		Сред. содерж. в ЖМК океана		Ср. в Fe-Mn корках	
	От – до	Среднее	[9]	[10]	Гидрог.	Гидротер.
As	200 – 710	410	140	200	100	100
Ba	240 - 1079	890	2300	1700	1400	1200
Be	1.9 – 8.7	6.2	2.5	4.7	6.9	2.4
Bi	0.34 – 5.5	2.0	7	12.6	5.9	-
Cd	1.1 – 31.1	5.5	10	3.9	7.0	6.9
Co	440 – 3744	1630	2700	2300	5400	500
Cr	8.8 - 429	85	35	100	100	100
Cs	0.13 – 0.42.	0.30	1	1.1	3	4.8
Cu	215 – 1400	800	4500	7100	1100	800
Ga	2.8 – 22.9	10	10	1.7	16.3	11.5
Hg	0.025 – 0.51	0.06	0.15	0.32	-	0.22
Li	2.3 – 607	80	80	100	100	80
Mo	130 – 509	340	400	500	400	400
Nb	14 – 66	64	50	38	29	54
Ni	312 – 2794	1650	6600	9200	9200	2000
Pb	82 – 1222	630	900	600	1300	500
Rb	2.2 – 9.8	5	17	22	24.6	-
Sb	15.2 – 68.4	28	40	34	28	17
Sc	4.4 – 23.5	12	10	15.6	5.3	11.5
Sn	1.4 – 5.3	4.4	2	4.4	4.9	6.9
Sr	454 – 1546	1200	830	800	1300	800
Ta	0.19 – 0.91	0.61	10	9.2	1.8	-
Te	4.9 – 24.2	17	10	18	59	-
Th	8.7- 55.6	30	30	27	20	11
Tl	33 – 378	80	150	93	99	29
U	3.0 – 12.6	9.0	5	5	11	5
V	399 – 1257	870	500	500	700	400
W	17.8 - 103	66	100	100	100	100
Y	53 – 265	190	150	-	-	-
Zn	188 – 1298	790	1200	1200	600	500
Zr	133 – 685	400	560	600	500	400

Накопленный по этой теме материала подтверждает вывод о том, что большая часть рудных элементов поступает в океан и осаждается в форме рудных образований не столько за счет континентального речного стока, сколько за счет пород океанского дна, являющихся источником металлов, часть которых осаждается вдалеке от рифтов. Масса этих потоков в Атлантике оценивается в 138 млн. т/год, а форма миграции – долгоживущие

плюмы [3], что может способствовать формированию пелагических конкреций.

Общее сопоставление средних содержаний элементов в изученных Fe-Mn образованиях, конкрециях, гидrogenных и гидротермальных корках (табл. 3) демонстрирует общие черты их сходства и различия, что свидетельствует о потенциальной более активной рудоносности Срединно-Атлантического хребта. Предыдущие исследования свидетельствуют также о возможных высачиваниях эндогенной ртути в пределах срединных хребтов Мирового океана [3, 9, 10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С. О составе и происхождении железомарганцевых осадков и горячих растворов в Красном море // Океанология. 1969. № 3. С. 442–451.
2. Degens E.T., Ross D.A. (Eds) Hot brines and heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y.: Springer, 1969. 600 p.
3. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15°–40° с.ш.). М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
4. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сергеев М.Б. и др. Результаты полевых работ на полиметаллические сульфиды в Атлантическом океане в 2011 г. в свете Российской заявки в МОМД // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 50–55.
5. Батурин Г.Н., Добрецова И.Г., Дубинчук В.Т. Гидротермальные марганцевые корки и медистые отложения Срединно-Атлантического хребта (19° и 13° с.ш.) // Матер. 20 Школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. 2. С. 140–143.
6. Батурин Г.Н., Добрецова И.Г., Дубинчук В.Т. Гидротермальная рудная минерализация на рудном поле «Петербургское», Северная Атлантика // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 244 – 251.
7. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др. Строение и минеральный состав руд гидротермального рудного узла «Победа» (17° с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Матер. 21 Школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 138–142.
8. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
9. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана Руды океана. М.: Наука, 1986. 302 с.
10. Аникеева Л.И., Казакова В.Е. Геохимия кобальт-богатых корок // Кобальт-богатые руды Мирового океана. СПб: ВНИИОкеанология, 2002. С. 55–91.

The geochemistry of metalliferous deposits from the hydrothermal field situated on the northern part of the Mid Atlantic Ridge has been studied using the ICP-MS method showing various metal associations of both oxic and anoxic metal forms produced by interaction of hot hydrothermal solutions with rocks and sediments.

Габлина И.Ф.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: gablina@ilran.ru)

Морфологические, структурные и минеральные особенности различных генетических типов сульфидных руд САХ

Gablina I.F.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Morphological, structural and mineral characteristics of different genetic types of sulfide ores of Mid Atlantic Ridge

Изучены морфология, структура и минеральный состав современных океанских сульфидных руд САХ, сформированных в различных физико-химических обстановках: 1) на поверхности дна при взаимодействии: гидротермальный раствор – морская вода («черные курильщики»); 2) под поверхностью дна при взаимодействии: гидротермальный раствор – осадок (гидротермально-метасоматические руды).

Первые образуются на геохимическом барьере в зоне взаимодействия рудоносных термальных кислых восстановительных флюидов, поступающих из фокусированного источника, и холодной, щелочной, О-содержащей морской воды.

Вторые формируются в биогенных карбонатных осадках под воздействием диффузных гидротермальных потоков. Рудообразование происходит на геохимическом барьере в толще осадков в зоне взаимодействия металлоносных флюидов, морской воды, насыщающей осадки, и неустойчивого в кислой среде биогенного кальцита. Карбонатные донные илы служат и геохимическим барьером (присутствие реакционноспособного карбонатного материала, S_{org} , кислородсодержащей морской воды), и физическим – затрудняющим быструю миграцию рудоносных растворов и способствующим осаждению и накоплению полезных компонентов.

Минеральный и химический состав руд обоих типов близок: это серно-колчеданные, медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные руды, представленные преимущественно сульфидами Fe, Cu, Zn. В обоих типах в значительном количестве присутствуют гидроксиды и сульфаты Fe, хлориды Cu. Из нерудных наиболее распространенным, общим для них является опал.

В то же время, различные условия миграции растворов (свободный водообмен для первых и затрудненный для вторых), снижение температуры флюидов при медленном просачивании сквозь осадки, и метасоматические реакции при взаимодействии флюидов с карбонатным осадком приводят к значительному различию этих генетических типов по форме и строению сульфидных построек, текстурам и структурам руд, а также – по

типоморфным минералам и минеральным парагенезиса, отражающим различные физико-химические условия формирования руд.

Для руд, сформированных на океанском дне характерны следующие морфологические типы рудных образований: трубы (обычно концентрически-зонального строения), диффузоры, плиты, рудные брекчии и рыхлые руды цоколя построек; для гидротермально-метасоматических руд в осадках: многоканальные диффузоры разнообразной формы метасоматической структуры, нередко слоистой текстуры. Генетическая связь с биогенными карбонатными осадками руд второго типа проявляется в развитии околорудных изменений осадков, образовании арагонитовых корок на поверхности рудосодержащих осадков, корки литифицированных осадков на сульфидных постройках.

Для массивных сульфидных руд первого типа характерен парагенезис: ангидрит - пирротин – (\pm пентландит) – изокубанит (и/или) промежуточный твердый раствор – дигенит+борнит – тетрагональный и гексагональный халькозин. Этот парагенезис формируется в условиях высоких температур ($< 350^{\circ}\text{C}$). Взаимодействие гидротермальных растворов с морской водой, содержащей $[\text{SO}_4]^{2-}$, приводит к осаждению ангидрита – типоморфного минерала трубного комплекса «черных курильщиков».

Минералами - индикаторами руд второго типа – гидротермально-метасоматических, формирующихся в осадках, являются роксбит – высокомедистый сульфид меди, анилит, арагонит и новообразованный кальцит. Роксбит не типичен для вторичных минералов поверхностных построек (1-го типа), образующихся при замещении высокотемпературных сульфидов раннего парагенезиса под влиянием окружающей морской воды. В то же время он пользуется широким распространением в гидротермально-метасоматических рудах в осадках (2-ой тип), что свидетельствует о растворении ранее образованных халькозина и джарлеита в условиях более агрессивной среды [1, 2, 3], а анилит, устойчивый при температуре, не превышающей $+30^{\circ}\text{C}$ [4], является индикатором относительно низких температур этого процесса. Нерудными минералами – индикаторами сульфидных образований в осадках (2-й тип) являются вторичный кальцит и арагонит, образующиеся в результате перетолжения растворенного под влиянием кислых растворов и замещенного сульфидами биогенного кальцита осадков.

Работа выполнена в рамках госзадания (№ регистрации 0135-2016-0003) при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 08-05-00799, 14-05-00480).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический Хребет, $14^{\circ}45'$ с.ш.) // Геология рудных

месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 329–349.

2. Семкова Т.В., Габлина И.Ф., Степанова Т.В., Горькова Н.В. Роксбиит и условия его образования в современных рудоносных осадках гидротермального поля Логачев-1 (Срединно-Атлантический хребет, 14°45' с. ш.) // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 33–45.

3. Flamini A., Graziani G., Grubessi O. A new synthetic phase in the Cu-S system // *Periodico di Mineralogia*. 1973. V. 42. P. 257–260.

4. Morimoto N, Koto K. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: Stability of anilite. // *Amer. Mineral*. 1970. V. 55. P. 106–117.

The work represents the study results of the morphology, structures, mineral composition of the two genetic types of the present-day oceanic sulfide ores MAR: (1) sulfide ores formed under the influence of focused hydrothermal sources on the ocean floor (black smokers), and (2) sulfide mineralization in biogenic carbonate bottom sediments formed under influence hydrothermal (diffuse-type) solutions.

Голубова Н.В., Рубан Д.А.

(Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, РФ, e-mail: ruban-d@mail.ru)

Гидротермальная активность на дне Кавказского моря как фактор концентрации бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи

Golubova N.V., Ruban D.A.

(Southern Federal University, Rostov-na-Donu, Russia)

Hydrothermal activity on the Caucasus Sea bottom as a factor of barium concentration in the Middle Jurassic encrinites of Adygeja

Ключевые слова: барий, гидротермы, известняки, юра, Кавказ

Деятельность гидротерм на дне Кавказского моря объясняет аномальные содержания бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи. По всей видимости, барий концентрируется в породах только локально, т.е. близко к самим центрам гидротермальной активности. Предположительно, последняя способствовала пониженному соотношению Sr/Ba в сравнении с ожидаемым для обстановки активной континентальной окраины.

Геохимические процессы в современных и древних морях отличаются значительной комплексностью, которая еще усиливается за счет действия специфических факторов, таких как гидротермальная активность [1, 2]. Удивительно, но современные знания о влиянии донных гидротерм на концентрацию отдельных элементов в морских осадках оказываются достаточно ограниченными. Следовательно, любое новое свидетельство о таком влиянии представляет собой значительный интерес.

Авторами в течение нескольких лет проводилось изучение литологических и геохимических особенностей среднеюрских осадочных пород Адыгеи [3–5]. Удалось установить, что формирование последних происходило при значительном влиянии гидротермальной активности. Однако некоторые выявленные особенности еще подлежат истолкованию. В частности, это касается концентрации бария в среднеюрских энкринитах. Известно, что барий весьма широко распространен в земной коре и морских отложениях [1, 6–8]. Более того, в недавнее время был достигнут значительный прогресс в понимании зависимости концентрации данного элемента в карбонатных породах от тектонической обстановки осадконакопления [9]. Все это также предопределяет актуальность настоящей работы, целью которой является обоснование гидротермальной активности в качестве ведущего фактора концентрации бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи.

Изученная территория соответствует горной части Республики Адыгея (Северо-Западный Кавказ), где широким распространением пользуются

юрские осадочные породы [10]. В их мощном (до нескольких километров) комплексе встречаются отдельные горизонты, слагаемые энкринитами, т.е. криноидными известняками [10, 11]. Один из таких горизонтов имеет раннеааленский возраст, а другой, – позднеааленский–раннебайосский. Они залегают среди мощных глинистых толщ тоара–байоса. Накопление этих отложений происходило в Кавказском море, которое было окраинным морем океана Тетис и располагалось на северной активной периферии последнего. В ходе ранее проведенных исследований установлено, что гидротермальная деятельность на дне моря, приуроченная к крупной разломной зоне, приводила к существенному привносу в морской бассейн самых различных химических элементов, включая железо, марганец и т.д., что отражено их аномальными концентрациями в энкринитах [3–5]. Это также способствовало обилию питательных веществ и расцвету донных экосистем с доминировавшими в них морскими лилиями, что и привело к накоплению специфических карбонатных пород – энкринитов.

Геохимическое изучение образцов из обоих горизонтов позволило установить, что концентрация бария в раннеааленских энкринитах (разрез "Аммонитовый" по р. Сюк) составляет 0.03 вес. %, а в позднеааленских–раннебайосских она меняется от <0.03 вес. % (разрез балки Колесникова) до нулевой (разрез г. Княжеский холм, именуемой также г. Кабанья). Установленные значения значительно отличаются от кларкового содержания бария в карбонатных породах (0.001 вес. % [6]). Речь идет об очевидной аномалии (превышение концентрации бария до 30 раз), которая требует объяснения.

Безусловно, гидротермы на дне Кавказского моря, действовавшие в среднеюрскую эпоху непосредственно на изученной территории [3–5], могут рассматриваться в качестве основного источника бария. Известно, что последний активно выносится в морской бассейн за счет гидротермальной деятельности, как это имеет место на мелководье в Калифорнийском заливе (Нижняя Калифорния, Мексика) [12]. Подобного рода источник интерпретирован и для ряда месторождений рудных полезных ископаемых [13]. Более того, в пределах изученной территории известны крупные проявления баритовой гидротермальной минерализации [14, 15], которые приурочены к той же разломной зоне, вдоль которой имела место гидротермальная активность на морском дне. Следовательно, формирование аномалии бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи за счет выноса этого элемента донными гидротермами выглядит хорошо обоснованным.

Интерес представляет отсутствие бария в позднеааленских–раннебайосских энкринитах г. Княжеский холм. Данный разрез расположен всего в 5 км севернее разреза балки Колесникова, где содержание бария аномально. Такая особенность пространственного распространения анализируемого элемента может объясняться локализацией гидротерм в палеопространстве. Разрез балки Колесникова расположен непосредственно

в разломной зоне, вдоль которой локализовалась гидротермальная деятельность. Вполне вероятно, что, поступив в придонные воды, барий концентрировался непосредственно возле центров этой деятельности, быстро "связываясь" в карбонатном осадке. Его распространения по площади бассейна не происходило. Такое предположение нуждается в дальнейшем обсуждении, в т.ч. с учетом особенностей миграции бария в водной среде при различных условиях.

Как уже говорилось, барий используется как один из индикаторов тектонической обстановки карбонатного осадконакопления: в частности, более высокие значения отношения содержания стронция к содержанию бария ($Sr/Ba > 5$) указывают на формирование осадка на континентальной окраине, а более низкие – в платформенном бассейне [9]. При этом также учитывается соотношение концентраций стронция и рубидия, однако таковым, как представляется, можно и пренебречь, т.к. лишь в редких случаях это соотношение оказывается достаточно высоким, чтобы интерпретировать осадконакопление в окраинном море при одновременно низком значении Sr/Ba .

В изученных образцах определено содержание стронция, которое составляет 0.03 вес. % в раннеааленских энкринитах (разрез "Аммонитовый" по р. Сюк) и 0.03 вес. % в позднеааленских–раннебайосских энкринитах (разрез балки Колесникова). Следовательно, в обоих горизонтах значение Sr/Ba равно 1. Это однозначно указывает на внутриплатформенное карбонатонакопление. Хотя раннеааленские энкриниты формировались вблизи островной суши, а позднеааленские–раннебайосские – на мелководье [4, 5, 11], расположение Кавказского моря на активной континентальной окраине не подлежит сомнению. Более того, изученная территория соответствует части морского бассейна возле островной дуги, а не на шельфе, примыкающем к континентальной суше. Отмеченный парадокс может быть гипотетически объяснен таким образом, что привнос большого количества бария гидротермами принципиально меняет геохимические закономерности, установленные для "нормального" карбонатонакопления [9]. Однако в перспективе все равно необходимо проверить и другое возможное объяснение, согласно которому замкнутое Кавказское море, будучи расположенным на активной континентальной окраине, по некоторым геохимическим параметрам все-таки напоминало внутриплатформенный водоем.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие общие выводы. Во-первых, аномальное содержание бария в среднеюрских энкринитах Адыгеи объясняется локальным действием донных гидротерм. Во-вторых, гидротермальная деятельность могла существенно влиять на проявление широко распространенных геохимических особенностей в карбонатных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chester R., Jickels T. *Marine Geochemistry*. Chichester, 2012. 411 p.
2. Harff J., Meschede M., Petersen S. et al. *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Dordrecht, 2016. 961 p.
3. Голубова Н.В., Рубан Д.А. Новые данные о составе и происхождении среднеюрских криноидных известняков Северо-Западного Кавказа // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. II. М., 2015. С. 384–386.
4. Голубова Н.В., Рубан Д.А. Геохимические особенности ааленских энкринитов Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны (Большой Кавказ) как свидетельство гидротермальной активности // Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Майкоп, 2016. С. 95–97.
5. Golubova N.V., Ruban D.A. Highly complex geological heritage related to the Jurassic encrinites: a new evidence // *Natura Nascosta*. 2016. No. 50. P. 31–39.
6. Перельман А.И. *Геохимия*. М., 1989. 528 с.
7. Griffith E.M., Paytan A. Barite in the ocean - occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications // *Sedimentology*. 2012. V. 59. P. 1817–1835.
8. McManus J., Berelson W.M., Klinkhammer G.P. et al. Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 3453–3473.
9. Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L. et al. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 167. P. 27–46.
10. Ростовцев К.О., Агаев В.Б., Азарян Н.Р. и др. Юра Кавказа. СПб., 1992. 192 с.
11. Ruban D.A. Jurassic encrinites and shoreline shifts in the Greater Caucasus Basin // *Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins*. 2012. № 2. P. 72–84.
12. Canet C., Prol-Ledesma R.M., Proenza J.A. et al. Mn-Ba-Hg mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahia Concepcion, Baja California Sur, Mexico // *Chemical Geology*. 2005. V. 224. P. 96–112.
13. Dill H.G. The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 100. P. 1–420.
14. Грановская Н.В. Минералогия и термобарогеохимия Белореченского баритового месторождения (Северо-Западный Кавказ) // *Записки ВМО*. 1984. № 4. С. 454–463.
15. Грановский А.Г., Грановская Н.В. Перспективы баритоносности Северо-Западного Кавказа // *Отечественная геология*. 2005. № 1. С. 33–36.

The activity of hydrothermal vents on the Caucasus Sea bottom explains the anomalous content of barium in the Middle Jurassic encrinites of Adygeja. It appears barium concentrated in sediments only very locally, i.e., close to vent pipes. Hypothetically, the hydrothermal activity made the Sr/Ba ratio lower than expected for the active continental margin.

**Жмодик С.М.¹, Лисицын А.П.², Симонов В.А.¹,
Богданов Ю.А.², Белянин Д.К.¹, Айриянц Е.В.¹,
Жмодик А.С.¹**

(¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: zhmodik@igm.nsc.ru; ²Институт геологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Золото в образцах океанических сульфидных руд гидротермальных полей Логачев и Брокен Спур (САХ)

**Zhmodik S.M.¹, Lisitsin A.P.², Simonov V.A.¹, Bogdanov Y.A.²,
Belyanin D.K.¹, Airiyants E.V.¹, Zhmodik A.S.¹**

(¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Gold in the samples of oceanic sulphide ores from Logachev and Broken Spur hydrothermal fields

Ключевые слова: золото, океанические гидротермальные сульфидные руды, Срединно-Атлантический хребет

Методами высокоразрешающей сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и бета-автордиографии изучено распределение Au и сопутствующих элементов в сульфидных рудах гидротермальных полей Логачев и Брокен Спур (САХ). В трубке черного курильщика с поля Логачев в халькопирите обнаружены наночастицы Au (NPs). В Аспирите с поля Брокен-Спур высокие содержания Au не связаны с микро- и NPsAu.

Минералого-геохимические данные о пространственном распределении химических элементов в колоннах и трубах черных курильщиков позволяют установить физико-химические параметры формирования рудной минерализации в условиях океанических гидротермальных систем. В этих образцах, в небольшом объеме представлена концентрированная информация об условиях переноса и отложения рудного вещества в гидротермальном флюидном потоке. С использованием разных подходов и методов были сделаны попытки детального изучения распределения элементов, в первую очередь благородных металлов, в различных зонах труб черных курильщиков [1–4]. В любом случае полная картина распределения Au в срезе трубы курильщика восстанавливается с большими трудностями.

С целью выявления минерального состава и локального распределения Au в трубах черных курильщиков и в образцах сульфидных руд гидротермальных полей Логачев (14°45' с.ш.; САХ) (рис. 1) и Брокен-Спур (29° с.ш.; САХ) нами использовался метод СЭМ, для образцов ранее изученных с помощью нейтронно-активационной бета-автордиографии (рис. 2) [5]. Для исследований использовался прибор TESCAN MIRA3, который позволил выявить наночастицы (NPs) и определить их состав. Образцы сульфидных руд из черных курильщиков отбирались с помощью глубоководного обитаемого аппарата "Мир" в 35-го рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" [6–9]. На

участках образца (Логачев), с максимальными концентрациями золота по данным радиографии, методом СЭМ выявлено большое число NPs самородного золота, особенностями которого являются: изменчивая морфология NPsAu (изометричная, удлиненная, каплевидная и др.); нахождение NPsAu исключительно в халькопирите; частая приуроченность золота к макродефектам (порам, микротрещинкам, контактам с микро-включениями других минералов); примесь серебра в NPsAu, от 11.1 до 20.9 мас.%; размеры NPsAu варьируют от 50-100 нм до 250 нм, в очень редких случаях достигают 300–350 нм (рис. 3).



Рисунок 1. Общий вид фрагментов трубы черного курильщика с гидротермального поля Логачев САХ, 14°45' с.ш. Отчетливо видна концентрически зональная, слоистая структура сульфидной трубы черного курильщика в срезе.

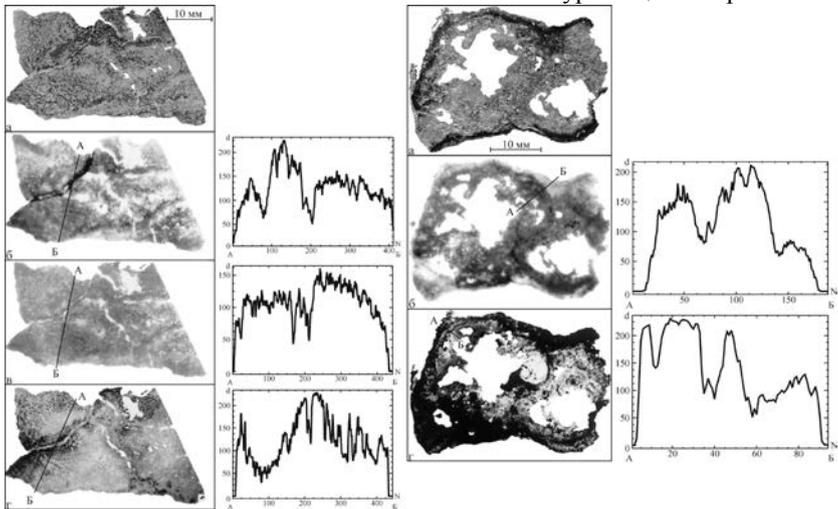


Рисунок 2. Фотографии образцов сульфидных океанических руд: а – слева – колчеданная руда с кварц-барит-As-пиритовым прожилком (образец 3348-3, Брокен Спур); справа - поперечный срез трубы черного курильщика (образец 3453, Логачев) и нейтронно-активационных бета-авторadiограмм, фиксирующих распределение Au и S (б); S (в); Co (г). Максимальная плотность почернения на авторadiограммах соответствует максимальной концентрации элементов. Графики отражают распределение элементов в относительных концентрациях, по профилям А – Б (d – плотность почернения, N – число точек).

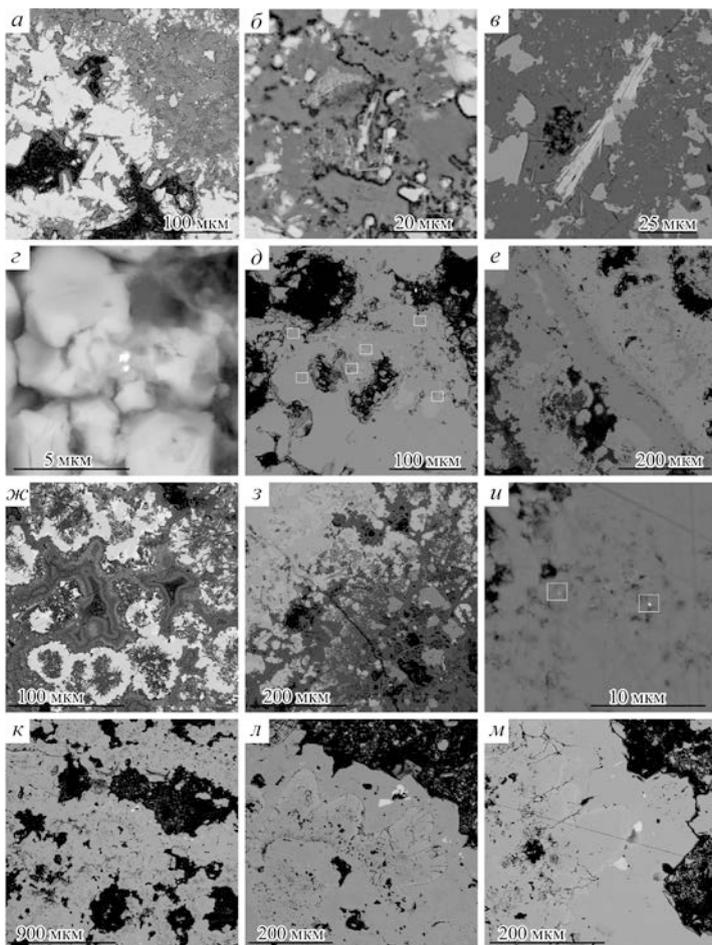


Рисунок 3. Снимки BSE сульфидных руд поля Логачев-1 (*a-u*) и Брокен Спур (*к-м*): *a*) контакт зоны со сфалеритом (Sf) (слева внизу) с агрегатом гидроксидов Fe (HFe), гидрослюда и мелких зерен халькопирита и пирита; *б*) Sf и

фоссилизированные диатомеи сложенные опалом и покрытые пленкой сульфидов среди HFe; *в*) игольчатое выделение барита и сульфиды в HFe; *з*) NPsAu среди мелких зерен халькопирита (Chp); *д*) NPsAu в Chp с микровключениями Sf; *е*) ритмичное распределение Chp и Sf в краевой части сульфидной трубки; *ж*) «нодулярные» агрегаты кварц-сульфидного (Chp-Sf) состава; *з*) Chp-зона сменяется зоной с HFe и мелантеритом; *и*) NPsAu в Chp с ковеллином;

к-м) зональный агрегат пирита с разными содержаниями As (от ≤ 0.5 до 6.5 мас.%) Во внешней кайме в третьей генерации пирита многочисленны включения Sf и Chp.

Рассчитанная концентрация Au в зоне обогащения в стенке трубки (при валовом содержании 5 ppm Au) соответствует 20–25 ppm. Количество обнаруженных NPsAu не обеспечивает такой концентрации, что позволяет предполагать также наличие на начальной стадии сорбционной формы вхождения Au в халькопирит. Главной примесью в халькопирите является цинк, содержание которого сокращается от 5.5 до 1.0–1.5 мас.% Zn, в направлении внешней поверхности трубки. В сфалерите установлены примеси Fe (от 5.7 до 7.8 мас.%), Co (от 0.5 до 1.2 мас.%), Cd (до 0.2–0.5 мас.%) и Cu (от 0.4 до 1.0 мас.%), содержания которых варьируют в зависимости от положения зерен сфалерита относительно флюидо-подводящих каналов. В образце с поля Брокен-Спур NPsAu не обнаружены, но в отличие от поля Логачев фиксируется постепенное возрастание As (от ≤ 0.5 до 6.5 мас. %) в пирите, в направлении трещинки обогащенной Au. Следует с уверенностью предполагать вхождение Au в структуру As-пирита, что хорошо согласуется с данными Reich et al. [10].

В результате исследований установлено циклическое распределение Au и Co в стенках трубы черного курильщика с поля Логачев, обусловленное разными причинами: пульсирующим поступлением рудного вещества с гидротермальным флюидом, различными температурами отложения элементов, перераспределением Au и Co в процессе роста трубы (эффект "зонной чистки") [2, 6–8]. Полученные данные свидетельствуют о температурном и, вероятно, щелочно-кислотном контроле отложения золота, а также о сорбционном механизме фиксации золота сульфидными минералами. Сорбционная форма нахождения Au, а в дальнейшем, по мере роста минералов, связанная с дефектами кристаллической структуры сульфидов объясняет свободное перераспределение Au в стенке трубы курильщика и появление большого числа NPsAu. Последовательность минералообразования в срезе трубы соответствует модели роста трубы черного курильщика, рассчитанную для случая адвекции флюида в направлении внешней поверхности [11]. Предполагается, что в колчеданной руде с поля Брокен-Спур золото входит в структуру As-пирита. Флюиды, формирующие золотосодержащие сульфидные образования, имеют в своем составе повышенные концентрации кобальта, но отложение Au и Co происходит в различных температурных зонах — 250–260°C для Au и от 150 до 100°C и менее для Co

Авторы благодарят Н.А. Карманова за помощь в проведении исследований. Работа выполнена в рамках госзадания № 0330-216-0011, при поддержке РФФИ 15-05-06950 и проекта ОНЗ-5.1. Аналитические работы проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hannington M.D., Tivey M.K., Larocque A.C.L. et al. The occurrence of gold in sulfide deposits of the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // Can. Mineral. 1995. V. 33. P. 1285–1310.
2. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Au-rich polymetallic sulfides

from the Lau back arc and implications for the geochemistry of Au in sea-floor hydrothermal systems of the SW Pacific // *Ec. Geol.* 1993. V. 88. P. 2182–2209.

3. Butler I.B., Nesbitt R.W. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: insights from LA-ICP-MS // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 167. P. 335–345.

4. Moss R., Scott S.T. Geochemistry and mineralogy of Au-rich hydrothermal precipitates from the eastern Manus Basin, Papua New Guinea // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 957–978.

5. Жмодик С.М., Лисицын А.П., Симонов В.А., Богданов Ю.А., Жмодик А.С. Пространственное распределение Au в образцах океанических сульфидных руд гидротермальных полей Логачев и Брокен Спур (САХ) // *Докл. РАН.* 2001. Т. 379. № 3. С. 367–371.

6. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П. Закономерности формирования гидротермальных сульфидных залежей в осевых частях рифта САХ // *ГРМ.* 1997. Т. 39. № 5. С. 409–429.

7. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Новый тип современной минералообразующей системы: «черные курильщики» гидротермального поля 14°45'с.ш., САХ // *ГРМ.* 1997. Т. 39. С. 68–90.

8. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

9. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Масленников В.В. и др. Минералогическо-геохимические особенности сульфидных руд гидротермального поля Брокен-Спур // *Океанология.* 2008. Т. 48, №5. С. 734–756.

10. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S. et. al. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. No. 11. P. 2781–2796.

11. Tivey M. K., Stakes D.S., Cook T.L. et al. A model for growth of steep-sided vent structures on the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge: Results of a petrologic and geochemical study // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 22859–22883.

Methods of high-resolution SEM and beta-autoradiography have been used to study the distribution of Au and trace elements in sulfide ores of hydrothermal fields Logachev and Broken Spur (MAR). Au nanoparticles (NPs) were found in the chalcopyrite of the black smoker's pipe from the Logachev field. Au contents are not associated with NPsAu in Aspyrite from the Broken-Spur field.

Коновалов Ю.И., Лучшева Л.Н., Курносков В.Б.

(Геологический институт РАН, Москва, Россия, E-mail: yukonov@mail.ru)

Распределение ртути и ее термоформ в осадочном покрове из центра спрединга Срединной Долины хребта Хуан-де-Фука

Konovarov Y.I., Luchsheva L.N., Kurnosov V.B.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Distribution of mercury and its thermoforms in sedimentary cover from spreading centre of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge

Ключевые слова: ртуть, термоформы ртути, хребет Хуан-де-Фука, гидротермальное поле, глубоководные скважины

Впервые рассмотрено распределение ртути и её термоформ в голоцен-верхнеплейстоценовых осадках из скважин 858В и 858С (рейс 139 ODP), пробуренных в Срединной Долине хребта Хуан-де-Фука на гидротермальном поле “Dead Dog” (северо-восточная часть Тихого океана).

Хребет Хуан-де-Фука относится к типу срединно-океанических хребтов, покрытых осадочным чехлом, который получил название “sedimented ridges”. В рейсе 139 ODP в Срединной Долине на активном гидротермальном поле “Dead Dog” с тепловым потоком $4\text{--}20 \text{ W/m}^2$ [1] и многочисленными источниками с температурой $234\text{--}276^\circ\text{C}$ были пробурены скважины 858А, В, С, D, F, G, расположенные на разном удалении от гидротермальных источников (рис. 1) [2]. Исследование распределения ртути и ее термоформ в осадочном покрове проведено в скважинах 858В, С.

Скважина 858В проникла в осадки на глубину 38.6 м и находится примерно в 20 м от гидротермального источника, в зоне восходящего водно-газового флюида. В ней на глубине 19.5 м замерена температура 197°C [2]. Скважина 858С глубиной 93.1 м расположена в 150 м к западу от гидротермального источника, температурный градиент в ней $3^\circ\text{C}/\text{м}$.

Изучение ртути в осадках проведено методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии на ртутном анализаторе РА-915+ (фирма «Льюмэкс», СПб). Термоформы ртути определены с использованием оригинальной установки, состоящей из ртутного анализатора РА-915+, терморегулятора ТРМ-251, регистратора АС-4 (фирма ОВЕН) и термодатчика ТПХА (К)-К11.Н.0,5х1 (фирма НПК РЭЛСИБ).

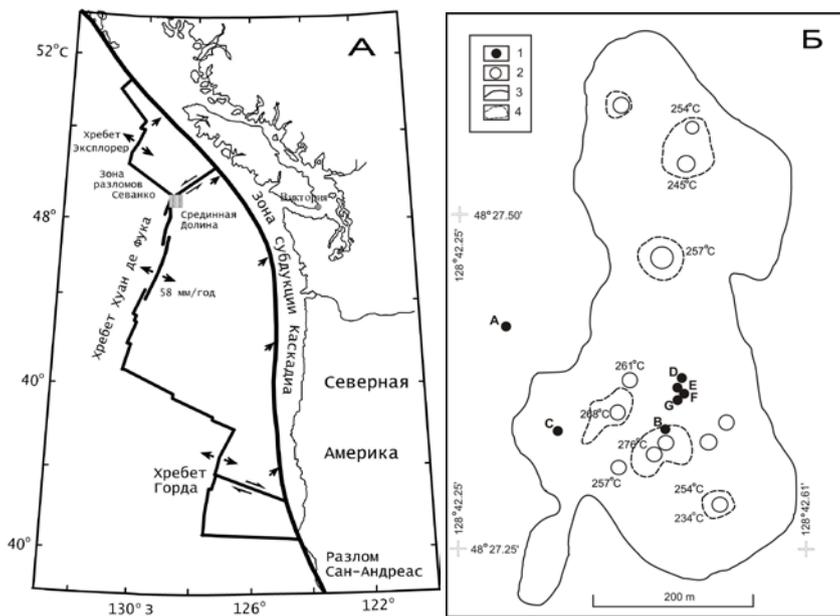


Рисунок 1. А. Структурно-тектоническая схема положения Срединной Долины хребта Хуан де Фука. Б. Скважины 858А, В, С, D, F, G и гидротермальные источники на гидротермальном поле “Dead Dog” [2] с изменениями. 1 – скважины; 2 – гидротермальные источники; 3 – акустическая граница гидротермального поля; 4 – изобаты.

В центре гидротермальной системы поднимается глубинный водно-газовый флюид, обогащенный ртутью. На своем пути часть флюида проникает в окружающие породы по проницаемым субгоризонтальным зонам. Возможность латерального распространения флюидов по проницаемым брекчированным зонам и слоистым осадкам предложили участники рейса 139 ODP [2]. Вывод о латеральной миграции флюида в гидротермальной циркуляции в районе гидротермального поля “Dead Dog” был сделан на основании переслаивания гидротермально измененных и неизмененных осадков [3]. Такая схема циркуляции флюида характерна для трога Эсканаба, хребет Горда [4]. Сочетание различной степени проницаемости пород и удаленности скважин от центра гидротермальной системы привело к чередованию слоев осадков (типа слоеного пирога) с низкими и аномально высокими содержаниями ртути. Оно не связано ни с глубиной расположения этих слоев в скважинах, ни со степенью изменения пород.

Концентрации ртути в осадках из скважин 858В и 858С колеблются в диапазоне от 0.051 до 9.70 мкг/г при среднем содержании 0.85 мкг/г.

Максимальные значения (3.13 и 9.70 мкг/г) установлены в образцах из скважины 858В и связаны с металлоносными осадками и проследом осадков с массивными сульфидами, соответственно. Слои с повышенным содержанием ртути (0.58 и 0.51 мкг/г) зафиксированы также и на более глубоких горизонтах (28.67 и 37.8 м). В скважине 858С аномальные концентрации ртути 2.03, 7.26, 1.23 и 1.30 мкг/г установлены в зонах брекчирования, локализованных в разных частях разреза осадочного покрова, на глубинах 15.4, 20.98, 45.93 и 46.67 м, соответственно.

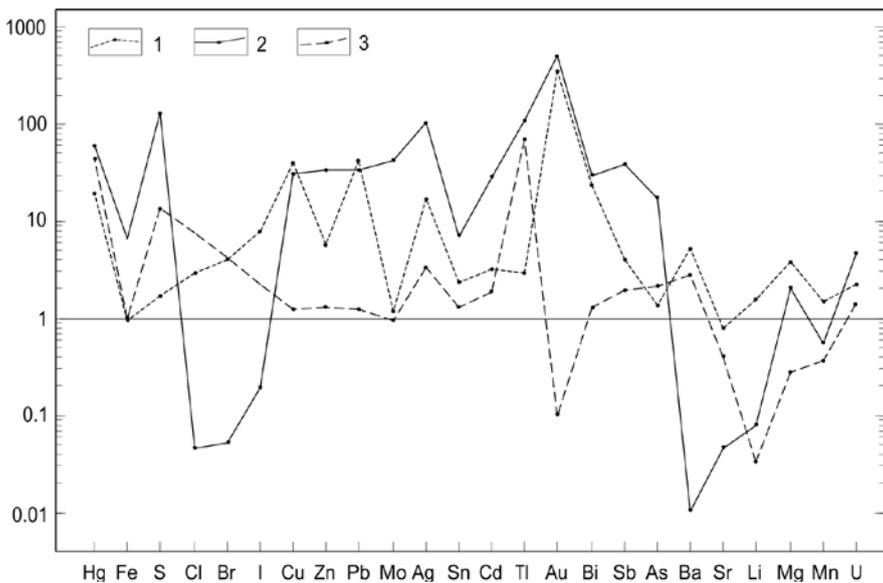


Рисунок 2. Распределение элементов в образцах с максимальными концентрациями ртути, нормированное по составу неизмененных осадков из скважины 855 с фоновыми содержаниями ртути: 1 – металлоносные осадки (скв. 858В, обр. Z-2949, Hg= 3.1 мкг/г), 2 – осадки с сульфидами (скв. 858В, обр. Z-2950, Hg=9.7 мкг/г), 3 – брекчированные осадки (скв. 858С, обр. ZТ-50, Hg=7.3 мкг/г).

В осадках из скважин 858В и 858С установлены следующие температурные интервалы выделения термоформ ртути: 90–160°C – свободная ртуть, 160–200°C – хлоридная, 200–250°C – физически сорбированная, 250–320°C – химически сорбированная, 330–400°C – сульфидная, 420–550°C – изоморфная. Названия отдельных термоформ приняты нами в соответствии с термоформами, исследованными В.Л. Таусоном с соавторами [5] и сотрудниками «Люэмэкс» [6].

В металлоносных осадках с аномально высоким содержанием ртути,

вскрытых скважиной 858В, не происходит накопления сульфидов железа, вследствие чего содержание железа и серы низкое. Они обогащены Cl, Br, I, а также Ba, Li, Mg, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd и другими элементами (рис. 2). В этом слое основной формой нахождения ртути (95%) является химически сорбированная ртуть (рис. 3А).

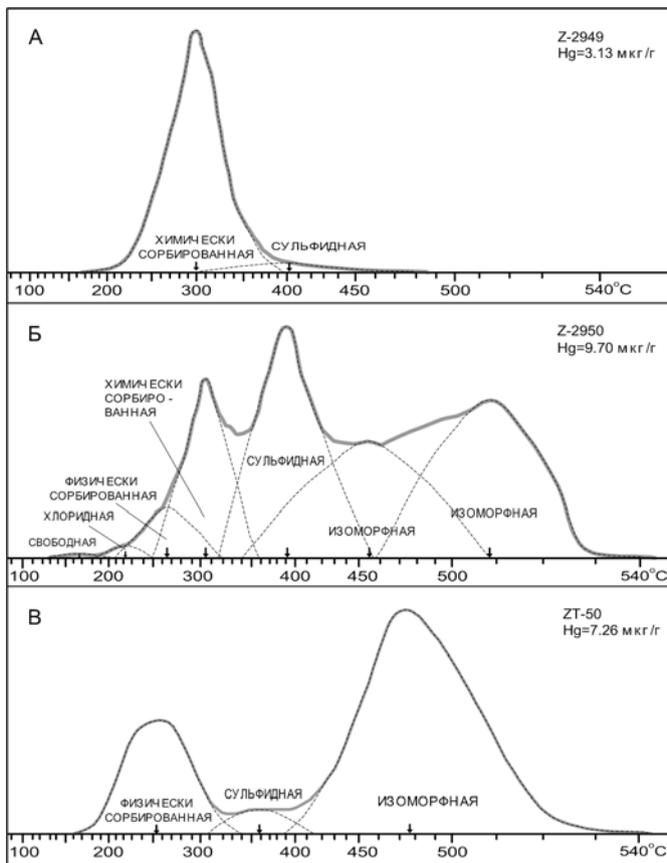


Рисунок 3. Термограммы выделения форм ртути для осадков скв. 858. А – металлоносные осадки, Б – осадки с массивными сульфидами, В – брекчированные осадки. Стрелками показаны температуры пиков выделения отдельных форм ртути.

В прослое осадков с массивными сульфидами и высоким содержанием железа, серы и обширной группы рудных микроэлементов, основное количество (60%) ртути находится в изоморфной форме, а также в сульфидной и химически сорбированной формах (30%), в небольшом

количестве присутствуют также и другие формы (рис. 3Б).

Брекчированные осадки из скважины 858С имеют низкое содержание железа и повышенные концентрации S, As, Pb, Tl, Ag, Sb, U, Ba. Обогащение осадков этими элементами и серой указывает на присутствие в них преимущественно сульфидов этих элементов, с которыми тесно ассоциирует ртуть, которая в этих отложениях находится преимущественно (до 50-80%) в изоморфной форме, а также в физически сорбированной форме (до 30%), присутствует также в небольшом количестве и сульфидная форма (рис. 3В).

В данном исследовании использованы образцы пород, отобранные в кернохранилище Программы океанского бурения (Ocean Drilling Program – ODP), которое находится при Техасском университете в г. Колледж-Стейшн.

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*, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 9–41.
2. Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. 1026 p.
3. Buatier M.D., Karpoff A.M., Boni M. et al. Mineralogical and petrographic records of sediment–fluid interaction in the sedimentary sequence at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 // *Proc. ODP, Sci. Results*, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Mottl M.J., Davis E.E., Fisher A.T., Slack J.F. (Eds.). 1994. P. 133–154.
4. Zierenberg R.A., Koski R.A., Morton J.L. et al. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment–covered spreading center, Escanaba Trough, 41°N, Gorda Ridge // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2069–2098.
5. Таусон В.Л., Зубков В.С., Меньшиков В.И. Формы нахождения ртути в минералах ртутной рудной формации // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 1. С. 54–69.
6. Mashyanov N., A. Matsuyama, H. Akagi et al. Mercury thermo-speciation in contaminated soils and sediments / *The 7th International Conference on Mercury as a Global Pollutant (ICMGP)*, Ljubljana, Slovenia, June 28 – July 2, 2004.

Distribution of mercury and its thermoforms in the Holocene-Upper Pleistocene sediments from Holes 858B and 858C (Leg 139 ODP), drilled in the Middle Valley of the Juan de Fuca Ridge on the Dead Dog Hydrothermal Field (north-eastern Pacific Ocean), was studied for the first time.

Масленников В.В.

(Институт минералогии УрО РАН, Миасс, e-mail: mas@mineralogy.ru)

Сравнительный анализ древних и современных «черных курильщиков»

Maslennikov V.V.

(Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass)

Comparative analyses of ancient and modern black smokers

Ключевые слова: курильщики, океаны, минералы, микроэлементы, Урал, Понтиды, Хокуроко, Рудный Алтай

Состав палеогидротермальных труб колчеданных месторождений Урала, Понтид, Хокуроко и Рудного Алтая, так же как и их современных аналогов – черных курильщиков находится в зависимости от состава рудовмещающих формаций и зрелости гидротермальных систем.

В последнее время стало ясно, что высказанное ранее предположение об идентичности гидротермальным труб, обнаруженных в рудах древних колчеданных месторождений, и современных черных курильщиков, хотя и кажется очевидным, но не в полной мере находит свое подтверждение. Назрела необходимость объяснения причин сходства и отличия гидротермальных труб древних и современных курильщиков.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией определены геохимические особенности сульфидов палеогидротермальных труб, обнаруженных автором в рудах неметаморфизованных колчеданных месторождений: в ордовике-девоне Урала (Дергамыш, Бурибай, Султановское, Юбилейное, Яман-Касы, Октябрьское, Молодежное, Узельга, Талган, Валенторское, Сафьяновское, Александринское и др.), в девоне Рудного Алтая (Николаевское, Артемьевское, Зареченское, Корбалихинское), в верхнем мелу Понтид (Чейли, Лаханос, Киллик, Кызылкая, Кутлулар, Кюре), в миоцене Хокуроко (Мацуки, Мацумине, Аинай, Фурутобе, Эзури, Косака-Учинотай, Косака-Мотояма, Ханава) и архее Аппалачей (Кид-Крик). Эта уникальная по разнообразию труб оригинальная коллекция палеокурильщиков, насчитывающая более 1000 образцов, находится в Институте минералогии УрО РАН. Для сравнения привлечены данные по гидротермальным постройкам Атлантического (поля Рейнбоу, Брокен Спур, Лаки Страйк, Снейк Пит, Мenez Гвен, Логачев и др.) и Тихого (Хакуреи, Суйо, Сюзетта, Пакманус, Северный и Центральный Лау, Галапагосский центр, ВТП 9°50'с.ш., Гуаймас, Эсканаба).

Показано единство и разнообразие механизмов формирования древних и современных курильщиков. Разработаны минералогические и физико-химические модели роста черных и серых курильщиков. Установлена смена

Co-Fe сульфоарсенидной и Bi-, Ag-, Au-, Hg-, Pb- теллуридной минерализации золото-галенит-блеклоровудной в ряду от черных к серым курильщикам по мере увеличения в них относительного количества сульфидов цинка, барита и кремнезема с вязи с нарастанием степени смешения холодной окислительной океанской воды с гидротермальными флюидами [1].

На основе изучения геохимической зональности труб обнаружены признаки гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей в современных и древних черных курильщиках. В зависимости от позиции в зональности труб выделены высокотемпературные (Se, Sn, Te, Bi, Au), среднетемпературные (As, Sb, Ag, Pb, Co), низкотемпературные (Mn, Ni, Tl) и водородные (U, V, W, Mo) ассоциации элементов-примесей. Вместе с тем, показано, что каждый из этих химических элементов имеет как минимум двойственную природу в зависимости от минеральной формы.

Выявлена зависимость минерального состава гидротермальных труб от состава рудовмещающих формаций, сходная как для древних, так и для современных черных курильщиков [2].

Ультрамафитовые формации. Пирит-халькопиритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы из медно-кобальт-колчеданного месторождения Дергамыш, залегающего среди серпентинитов, имеют некоторое минералогическое сходство с современными черными курильщиками, ассоциирующими с серпентинитами САХ: 1) наружная оболочка труб сложена колломорфным пиритом, содержит пирротин или псевдоморфозы пирита по субгедральным кристаллам пирротина, и псевдоморфозы халькопирита по колломорфному пириту; 3) халькопиритовая крустификация содержит пирротин и промежуточные продукты распада твердых растворов в системе Cu-Fe-S. 3) встречаются параморфозы крустификационного сфалерита по эвгедральному вюртциту со известной структурой «халькопиритовая болезнь сфалерита». Как в современных черных курильщиках, так и в их древних аналогах обнаружены сульфиды кобальта и олова, магнетит, касситерит, самородное золото и электрум. Борнит, дигенит, пентландит и теллуриды, арсениды Fe и Co характерные, например, для черных курильщиков поля Рейнбоу [3], в трубах месторождения Дергамыш пока не обнаружены [2].

Халькопирит и сфалерит гидротермальных труб древних и современных курильщиков в равной мере обогащены Se, Te, Sn, Co и Au. Особенностью палеогидротермальных труб из месторождения Дергамыш являются на порядок более высокие максимальные содержания Bi (до 1200 г/т) в халькопирите, Sb (до 0.8 мас.%) в сфалерите и Co (до 1000 г/т) в колломорфном пирите по сравнению с одноименными минералами в современных черных курильщиках, ассоциирующих с серпентинитами.

Базальтовые формации. Палеогидротермальные трубы из медно-колчеданного месторождения Бурибай напоминают по минералой

зональности трубы современных черных курильщиков, локализующихся в СОХ: 1) по направлению во внутрь трубы оболочка обычно сложена колломорфным пиритом, затем псевдоморфозами пирита и марказита по пирротину, и, наконец, обильным эвгедральным пиритом, сцементированным халькопиритом; 2) в халькопиритовых крустификациях встречаются эвгедральный пирит и более редкий изокубанит; 3) иногда осевая часть канала заполнена параморфозами сфалерита по вюртциту. Аналогичное строение имеют пирит-халькопиритовые трубы других известных месторождений Кипра (Скуриотисс, Мусулос, Матиатис и др.) [4] и месторождения Фигаро, в Кордильерах [5], локализующихся среди базальтов. Для этих палеогидротермальных труб, так же как и для современных "черных курильщиков" СОХ характерен дефицит редких минералов. Основное количество редких металлов и полуметаллов изоморфно концентрируется в сульфидах. В изученном авторами халькопирите черных курильщиков СОХ содержания Se достигают 2500 г/т, Те – до 120 г/т, что соответствует максимальным содержаниям, установленным для халькопирита палеогидротермальных труб из месторождения Бурибай. Содержания Co, Sn, Pb, Au и Ag в халькопирите бурибайских труб соответствуют самым высоким содержаниям, установленным в халькопирите СОХ. Для пирита характерно $Co/Ni > 10$.

Иными оказываются современные черные курильщики, формирующиеся на базальтовых основаниях СОХ над «горячими точками». Для них характерны барит, галенит, теннантит, иногда очень редкие теллуриды Bi и сульфосоли Pb. Особенность черных курильщиков «горячих точек» – повышенные содержания Se (до 3000 г/т) при минимальных содержаниях Те (<10 г/т) в крустификационном халькопирите. Древние аналоги таких черных (серых) курильщиков пока не обнаружены.

Риолит-базальтовые формации. Среди палеогидротермальных труб Урала и Понтида, относящихся к этому типу, преобладают пирит-сфалерит-халькопиритовые разновидности. По зональности они напоминают трубы вышеописанных черных курильщиков СОХ. Однако, главной особенностью является присутствие разнообразных теллуридов Fe, Co, Bi, Hg, Pb, Ag и самородного теллура в ассоциации с теннантитом, галенитом и самородным золотом [2, 6]. Возможными аналогами таких труб могли бы быть борнит-халькопиритовые черные (серые) курильщики некоторых полей островодужных бассейнов Западной Пацифики (например, полей Бразерс и ПАКМАНУС), обогащенные теллуридами [2, 7]. Однако, большинство палеогидротермальных труб в островодужных бассейнах Уральского океана и океана Тетис формировалось при умеренной фугитивности серы, на что указывает псевдоморфозы пирита по пирротину при отсутствии борнита, реальгара и энаргита [1]. В соответствии с минеральным составом халькопирит уральских труб на фоне умеренных содержаний Se (до 1000 г/т) обогащен Те (до 1 мас.%), Bi (до 1 мас.%), Pb до 1 мас.%), и, лишь в

единичных случаях концентрирует Co.

Базальт-риолитовые формации. В палеогидротермальных трубах, связанных с этой формацией, наблюдается дефицит колломорфного пирита, отсутствуют псевдоморфозы пирита по пирротину, изокубанит, арсениды, сульфоарсениды и теллуриды (за исключением редкого гессита). Типичным является парагенезис сфалерита с баритом, борнитом, галенитом теннантитом, тетраэдритом и самородным золотом. Представителями являются миоценовые гидротермальные трубы из колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа провинции Хокуроко. На Урале такие трубы встречаются в рудах колчеданных месторождений баймакского типа. Крустификационный халькопирит, как правило, характеризуется низкими содержаниями Co, Sn, Se и Te. Например содержания Se и Te в нем редко превышают 100 г/т. Основная часть Sb, As, Tl, Ba, Ag и Pb концентрируется в маложелезистом сфалерите и колломорфном пирите. Пирит характеризуется $Co/Ni < 1$. Аналогичные гидротермальные трубы черных (серых курильщиков распространены в Западно-Тихоокеанской островодужной системе (например, вулканы Суйо, Сюэтта)

Таким образом, спектры микроэлементов, например, в халькопирите меняются в зависимости от состава вмещающих горных пород: ультраосновные (высокие Se, Sn, Co, Ni, Ag и Au) → базальтовые (высокие Co, Se, Mo и низкие Bi, Au и Pb) → бимодальные риолит-базальтовые (высокие Te, Au, Ag, Bi, Pb, Co, умеренные Se и переменные As и Sb) → бимодальные базальт-риолитовые фелсики (высокие As, Sb, Mo, Pb, умеренные Bi и низкие Co, Te и Se). В сфалерите того же диапазона содержание Bi, Pb, Ag, Au и Sb увеличивается по сравнению с Fe, Se и Co. Изменения в микроэлементах колломорфного пирита совпадают с этими изменениями. Однако, эти закономерности нарушаются, из-за присутствия в подрудных толщах некоторых месторождений значительных количеств углеродистых алевропелитов.

Риолит-черносланцевые формации. Гидротермальные трубы Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, сформированные на риолилитах, преслаивающихся с углеродистых алевропелитами, отличаются от предыдущего типа курильщико обилием колломорфного пирита, изокубанита и псевдоморфозами пирита и марказита по пирротину, нетрадиционным сочетанием глаукодота и арсенопирита со станноидитом, баритом, тетраэдритом, теннантитом, галенитом и энаргитом. Для халькопирита и сфалерита свойственно и обогащение Co, Sn, Se, Bi и Pb при низком содержании Au. Близкими древними аналогами являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Николаевского (Рудный Алтай) свинец-медно-цинково-колчеданного месторождения, залегающего на дацитах, переслаивающихся с черными сланцами. Современными аналогами могли бы служить черные

курильщики, формирующиеся на дацитах и осадках трога Окинава.

Тем не менее, зависимость состава черных курильщиков от состава рудовмещающих формаций не объясняет всего их разнообразия. Предложена модель последовательного выщелачивания силикатов и выноса металлов из подрудных пород при “созревании” гидротермальных систем, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Автор благодарит А.П. Лисицына, А.Ю. Леин, Ю.А. Богданова за предоставленную возможность изучения коллекции труб современных черных курильщиков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
2. Maslennikov V. V., Maslennikova S.P., Large R.R. et al. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 18. № 2. P. 64–106.
3. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
4. Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature*. 1984. V. 308. P. 349–353.
5. Little C.T.S., Herrington R.J., Haymon R.M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mounains, California // *Geology*. 1999. V. 27. № 2. P. 167–170.
6. Revan M.K., Genc Y., Maslennikov V.V. et al. Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from Upper-Cretaceous VMS deposits on the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) // *Ore Geol. Rev.* V. 62. P. 129–149.
7. Berkenbosch H.A., de Ronde C.E.J., Gemmel B.J.B. et al. *Economic Geology*. 2012. V. 107. P. 1613–1633.

The composition of the paleohydrothermal sulfide chimneys of VMS deposits of the Urals, Pontides, Hokuroko and Rudny Altai, as well as their modern analogues – black smokers, depends on the composition of ore-bearing formations and the maturity of the hydrothermal systems.

**Молодцова Т.Н.¹, Галкин С.В.¹, Гебрук А.В.¹,
Добрецова И.Г.²**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: tina@ocean.ru;

²Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Санкт-Петербург)

**Фауна мягкого осадка и неактивных гидротермальных
сульфидных построек в Российском разведывательном
районе на Срединно-Атлантическом хребте**

Molodtsova T.N.¹, Galkin S.V.¹, Gebruk A.V.¹, Dobretsova I.G.²

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Polar Marine Geosurvey Expedition,
St-Peterburg)

**Fauna of soft sediments and inactive hydrothermal sulfide
deposits in the Russian Exploration Area on the Mid-Atlantic
Ridge**

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, фоновая фауна, фауна рудных полей

Представлены результаты исследования донных сообществ мягкого осадка и неактивных гидротермальных построек в PPP на САХ, полученные на основе видеонаблюдений и ограниченного материала, собранного в ходе 37-го рейса НИС «Профессор Логачев» в феврале-марте 2015 г. в диапазоне глубин 2270–3834 м. В траловых сборах на семи станциях было получено >780 экземпляров беспозвоночных животных, относящихся к 136 видам. Обширные танатоценозы двустворчатых моллюсков наблюдали на телевизионных профилях в районе нового рудного поля Победа-1.

Гидротермальные экосистемы северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) – одни из самых изученных в Мировом океане [1, 2]. В то же время, фауна [3] периферии гидротермальных полей и неактивных сульфидных построек остается мало исследованной. В последнее время в свете планирующейся добычи глубоководных полиметаллических сульфидных руд и возможного влияния таких разработок на глубоководные экосистемы, все большее значение принимают исследования исходного состояния экосистем Срединно-Атлантического хребта. Представленные ниже данные получены в феврале-марте 2015 г. в 37-м рейсе НИС «Профессор Логачев» в ходе первых с момента подписания контракта между Российской Федерацией (в лице Министерства экологии и природных ресурсов) и Международным органом по морскому дну экологических исследований в районе Российского разведывательного района и прилежащих районах Срединно-Атлантического хребта между 17° 14' и 16° 40' с.ш. [4, 5].

Материал по фауне мягкого осадка был получен из семи траловых уловов (трал Сигсби со стальной рамой шириной 2.0 м) в диапазоне глубин

2270–3834 м, взятых на западном (4 улова) и восточном (3 улова) склонах рифтовой долины. Из всех полученных уловов было зафиксировано 780 экземпляров и фрагментов донных беспозвоночных, относящихся к 136 видам, из которых 50 видов были пойманы живыми и 86 видов были идентифицированы на основании твердого скелета. Во всех семи траловых уловах присутствовали экземпляры рака-отшельника *Parapagurus nudus* (Decapoda, Parapaguridae). На нескольких станциях отмечены офиуры (Ophiuroidea), главным образом *Ophiotrypa simplex* и *Ophiomusium* cf. *lymani*. Сравнение альфа-разнообразия траловых уловов показало, что имеются различия между западным и восточным склонами рифта. На западном склоне отмечено 105 видов (из них 37 видов живые) и на восточном 67 видов (21 вид живые), при этом число экземпляров в траловых уловах изменялось от 22 до 52 на западном склоне (среднее 41, SD 9,5) и от 16 до 32 на восточном (среднее 25,33, SD 6,22). В то же время, по результатам кластерного и MDS анализа не наблюдается разделения уловов по склонам рифтовой долины: траловые уловы группируются по диапазонам глубин.

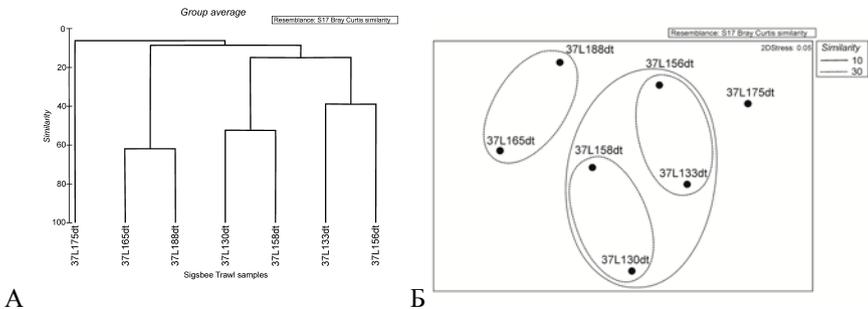


Рисунок. Распределение траловых уловов по глубинам: А. Кластерный анализ, Б. MDS анализ.

Можно выделить группы уловов «верхней террасы» (две станции в диапазоне 2291–2705 м), «средней террасы» (четыре станции в диапазоне 3227–3639 м) и отдельно выделяется единственная станция, взятая на «нижней террасе» восточного склона рифтовой долины (2834–3831 м).

Биологические данные по фауне твердых субстратов ограничили визуальными наблюдениями при использовании телевизионного подводного аппарата (ТПА), при этом погодные условия не были в достаточной степени благоприятными для проведения наблюдений. Несмотря на сложную погодную обстановку, в районе нового рудного поля Победа-1 (17°08.7'N, 46°23.44'W) (телепрофиль 37L181T) отмечены обширные танатоценозы двустворчатых моллюсков. Многочисленные фоссилизированные створки *Bathymodiolus* sp. и *Thyasira* sp. были также

получены из коробчатого пробоотборника 37L138k в районе указанного рудного поля. В этой пробе створки различной степени сохранности формировали единый плотный слой на глубине примерно 10-15 см под поверхностью грунта.

Таблица 1. Донные беспозвоночные, отмеченные в пробах телегейфера на рудных полях.

	37L195g L195g	37L196g
Cladorhizidae gen. sp.	1	
Antipatharia gen. sp. †	1	
Nematoda Enchelidiidae gen. sp.	1	
Chaetopteridae (пустые трубки) †	2	6
<i>Phymorhynchus ovatus</i>		1
<i>Bathymodiolus</i> sp. † (периостракум)	3	10
Ophiuridae gen.sp.	1	6
<i>Parvipalpus cf. colemani</i>	2	
<i>Storhyngura</i> sp.		1
Bythograeidae gen. sp. †		фрагмент
<i>Sericosura heteroscela</i>	1	5

Анализ проб из телегейферов (37L195g и 37L196g) показал наличие животных, характерных для периферии активных гидротерм САХ (таблица 1). Все животные, отмеченные в пробах с рудных полей, за исключением брюхоногого моллюска *Phymorhynchus ovatus*, характеризовались небольшими размерами, что согласуется с нашими ранее полученными данными [5]. Створки облигатных гидротермальных моллюсков *Bathymodiolus* sp., полученные из проб телегейфера, представляли собой остатки хорошо сохранившегося периостракума с полностью растворенным перламутровым слоем, что не позволило достоверно определить двустворчатых моллюсков до вида.

Авторы глубоко признательны экипажу, начальнику экспедиции и научному составу 37-м рейса НИС "Профессор Логачев", а также специалистам по фауне, проводивших таксономические определения: Е.М. Крыловой, К.Р. Табачнику, А.Н. Миронову, А.Б. Дильман, В.А.

Спиридонову, А.Л. Верещаке, О.Е. Каменской, Д.А. Портновой (ИОРАН), А.В. Мартынову, А.В. Сысоеву (Зоологический музей МГУ), Н.П. Санамян, К.Э. Санамян (Камчатский филиал Тихоокеанского Института Географии РАН), М.В. Малютиной, А.С. Майоровой (ИБМ РАН), Р. Леметру, С. Каирнсу, К. Ма (Музей естественной истории Смитсоновского института) и другим. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН (проект 14-50-00095 – обработка данных) и Контракта № 12/05 2014 (проведение полевых работ и определение материала).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкин С.В. Гидротермальные сообщества Мирового океана. Структура, типология, география. М.: ГЕОС. 2002. 199 с.
2. Галкин С.В., Сагалевич А.М. Гидротермальные экосистемы Мирового океана: исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М., ГЕОС, 2012. 224 с.
3. Gebruk A. V., Budaeva N. E., King N. J. Bathyal benthic fauna of the Mid-Atlantic Ridge between the Azores and the Reykjanes Ridge // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 2010. Т. 90. № 1. С. 1–14.
4. Молодцова Т.Н., Галкин С.Д., Кобылянский С.Г., Гебрук А.В. Первые результаты экологических исследований в Российском разведывательном районе в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 156–158.
5. Добрецова И.Г., Молодцова Т.Н., Галкин С.Д. Предварительные данные по составу фауны, ассоциированной с неактивными сульфидными рудными полями северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (12°58'–13°31' с.ш.) // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2013. С. 155–158.

We provide here first results of the study of megafauna associated with soft sediments and inactive hydrothermal structures on the Mid-Atlantic Ridge. The study is based on video records and limited material collected in February-March 2015 on the 37th cruise of *Professor Logachev* at depths 2270–3900 m. Benthic sampling using Sigsbee trawl at seven stations revealed >780 specimens and at least 136 species. Extensive fields of empty bivalve shells were observed on the TV profile in the vicinity of the new ore field Pobeda-1.

Судариков С.М.¹, Наркевский Е.В.²

(¹Горный университет, ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», Санкт-Петербург, e-mail: sergei_sudarikov@mail.ru; ²АО «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция», Ломоносов)

О гидротермальной природе оптических аномалий в Российском разведочном районе САХ

Sudarikov S.M.¹, Narkevsky E.V.²

(¹Mining University, ¹FSBI "VNIIOkeangeologia" St. Petersburg; ²SV PMGE, Lomonosov)

On the hydrothermal nature of optical anomalies on the MAR Russian exploration area

Ключевые слова: гидротермальный плом, разгрузка рудообразующих растворов, интенсивность рассеяния света, придонные воды, Срединно-Атлантический хребет

В ходе выполнения контракта между РФ и МОМД ООН в пределах Российского разведочного района открыто несколько новых гидротермальных полей. В результате проведенного анализа данных натурных наблюдений, сопоставления с результатами физического моделирования и определения возможного положения зоны разгрузки установлена гидротермальная природа аномалий.

В ходе выполнения ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология контракта между Российской Федерацией и МОМД ООН в пределах Российского разведочного района на Срединно-Атлантическом хребте открыто несколько новых гидротермальных полей. В 31-м рейсе НИС «Профессор Логачёв» зафиксирована гидротермальная активность над полем Пью-де-Фолль. В 32-м рейсе было открыто активное поле Семёнов-2, в 33-м и 35-м рейсах – Зенит-Виктория, в 37-м рейсе обнаружена гидротермальная активность на поле Победа [1]. Обнаружение гидротермальных плюмов, свидетельствующих о современной разгрузке рудообразующих гидротермальных растворов, осуществляется при глубоководном зондировании водной толщи с оценкой интенсивности рассеяния света в зависимости от наличия в морской воде взвесей гидротермального генезиса, а также температуры и солености придонных вод. Интерпретация получаемых данных представляет собой нетривиальную задачу, решение которой зависит от учета целого ряда факторов, связанных с геологическим строением объекта, структурой водной толщи, характером гидротермальной деятельности и глубиной источника [2]. Установлено, что источники на глубоководных гидротермальных полях (3000 м и более) обычно формируют плюмы с нейтральной плавучестью, имеющие максимальную мутность и сопровождающиеся отрицательными аномалиями температуры и солености. Примером могут служить поля Логачев и Брокен Спур [3]. На некоторых гидротермальных полях Атлантики температурное влияние

проявляется плюмом положительной плавучести в 30–60 м над дном с положительной температурной аномалией. При меньших глубинах источников (менее 2500 м) влияние придонных вод из рифтовой долины менее выражено и отрицательные аномалии температуры и солености практически не наблюдаются. В качестве примера можно привести поле Рэйнбоу [4]. В этой связи представляется интересным рассмотрение материалов STD зондирование в районе рудного поля «Победа-1» в рейсе № 37 НИС «Профессор Логачев». Здесь на 7 станциях зафиксированы повышенные и высокие значения мутности. В то же время, в распределении потенциальной температуры, солёности и потенциальной плотности аномалий выявлено не было. Это позволило предположить, что выявленные аномалии мутности связаны с драгированием, проводившемся в этом районе. В результате проведенного анализа данных натуральных гидрофизических наблюдений по разным гидротермальным полям САХ, сопоставления с результатами физического моделирования формирования плюма и определения возможного положения зоны разгрузки установлена гидротермальная природа аномалий на поле Победа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sudarikov S.M., Narkevsky E.V. On the hydrothermal nature of optical anomalies on the MAR according to the last cruises of RV “PROFESSOR LOGACHEV” // Joint International Conference «Minerals of the Ocean-8 & Deep-Sea Minerals and Mining-5». ABSTRACTS. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 13–16 June, 2016. P. 180–183.
2. Sudarikov S.M., E.V. Narkevskii, A.N. Gustaitis, L.A. Ermakova. Geochemical Evidence of Hydrothermal Discharge in the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge (11°30' N) // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 436. Part 2. P. 237–240.
3. Sudarikov S. M. and Roumiantsev A. B. Structure of Hydrothermal Plumes at the Logachev Vent Field, 14°45'N, Mid-Atlantic Ridge: Evidence from Geochemical and Geophysical Data // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 101. P. 245–252.
4. Sudarikov S., Zhirnov E., Hydrothermal Plumes along the Mid-Atlantic Ridge: Preliminary Results of the CTD Investigations During the DIVERS Expedition (July 2001) // InterRidge News. 2001. № 10(2). P. 33–36.

During the implementation of the contract between the Russian Federation and the International Seabed Authority UN, several new hydrothermal fields were discovered within the Russian exploration area. As a result of the analysis of field observations, comparison with results of physical modeling and the determination of possible position of discharge zone, the hydrothermal nature of anomalies is established

Суханова А.А.^{1,2}, Бабаева С.Ф.¹

(¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, e-mail:

sukhanova.anna.ru@gmail.com; ²Санкт-Петербургский Горный Университет)

Некоторые минеральные и геохимические особенности сульфидных руд PPP-ГПС-САХ

Sukhanova A.A.^{1,2}, Babaeva S.F.¹

(¹VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg; ²St. Petersburg Mining University)

Some mineral and geochemical features of oceanic sulfides in the REA, MAR

Ключевые слова: массивные сульфидные руды, ГПС, САХ, минеральные и геохимические особенности сульфидных руд

Данная работа посвящена изучению некоторых минеральных и геохимических особенностей сульфидных руд в пределах Российского разведочного района (САХ). Результаты данного исследования могут быть использованы при выявлении перспективных объектов для последующего их освоения.

В настоящее время 6 стран (Франция, Россия, Германия, Южная Корея, Индия и Китай) заключили контракт с Международным органом по морскому дну (МОМД) на разведку глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС).

На земле около 80% мирового производства меди приходится на медно-порфировые месторождения и месторождения медистых песчаников. Континентальные колчеданные месторождения, подобные океаническим, дают примерно 20% меди [1, 2]. В то же время месторождения сульфидов, как и другие на земле, «продолжают уменьшаться, в то время как новые гидротермальные месторождения морского дна продолжают обнаруживаться [3]». Развитие глубоководных сульфидов является перспективным в будущем, хотя общее количество меди и цинка недостаточно для удовлетворения растущего глобального спроса на эти металлы [4].

Океанические рудные залежи представляют собой сильно эродированные гидротермальные сульфидные пологие холмы с рудным обломочным материалом у их основания. Минеральный состав руд достаточно простой и выдержанный. Наблюдается простая зональность, выражающаяся в закономерном распределении минеральных типов и отдельных минеральных ассоциаций в рудных залежах.

Главными рудными минералами в океанических сульфидах PPP-ГПС-САХ являются пирит, марказит, халькопирит, кубанит и изокубанит, пирротин, сфалерит [5–8]. Отмечается появление некоторых кобальтовых и никелевых минералов в океанических сульфидах, например, кобальт-пентландит, кобальтин, миллерит [5, 7–9]. Помимо этого, в океанических

сульфидах присутствует большое количество иных минеральных фаз, например, галенит, акантит, аргентопирит и аргентит, молибденит, золото, барит, атакамит, уранинит и другие [5]. Некоторые из этих минералов ассоциируют с вторичными сульфидами меди (борнит, халькозин, дигенит, ковелин), которые хорошо распространены в рудных океанических объектах [5, 6].

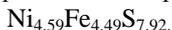
Часто наблюдается обогащение руд элементами Ag, Au, Cd, Pb, Co, Ni, Mo, Se, Te и др., которые ассоциируют с медью и цинком в составе ГПС [3]. Некоторые элементы-примеси, такие как Se, Te, Cd, Tl, In, Ga, Ge, Co, Ni и Mo, имеют значительные концентрации в сульфидах. Данные элементы зачастую встречаются в виде изоморфных примесей в различных минералах, но также в виде самостоятельных минеральных фаз в сульфидных рудах.

Например, по результатам электронно-зондового микроанализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на электронно-зондовом микроанализаторе CamScan MV-2300 наиболее интересными являются Co и Ni.

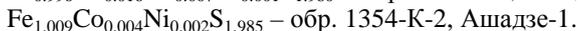
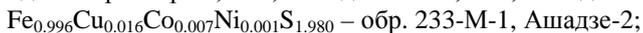
Характерной минеральной фазой для Co и Ni является кобальтин, отчетливо зафиксированный на рудном поле Логачев-1:



Для Ni характерным минералом является пентландит, зафиксированный в прожилково-вкрапленном оруденении рудного поля Ашадзе-1:



Помимо этого Co и Ni входят в состав пирита рудных полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2 в размере 0,06-0,13 % для Ni и 0,22-0,35 % для Co:



Анализ содержаний и геохимических ассоциаций химических элементов и связь их с минералогическими особенностями глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) Российского разведочного района (РРР-ГПС) является одной из отправных точек при выявлении критериев перспективности рудных объектов для дальнейшего их освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Arndt N., Fontboté L., Hedenquist J. et al. Future Global Mineral Resources. *Geochemical Perspectives*. 2017. V. 6. N. 1. P. 1–171.
2. World Copper Factbook. International Copper Study Group, 2015. 59 p.
3. Beaulieu S.E., Baker E.T., German C.R., Maffei A. An authoritative global database for active submarine hydrothermal vent fields // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. P. 4892–4905.
4. Hannington M., Jamieson J., Monecke T. et al. The abundance of seafloor massive sulfide deposits: *Geology*. 2011. V. 39. P. 1155–1158.
5. 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. Washington, D.C., American Geophysical Union, 2010. P. 321–368.
6. Gablina I.F., Mozgova N.N., Borodaev Y.S. et al. Copper sulfide associations in recent oceanic ores of the Logatchev hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 14°45' N) // *Geol. Ore Deposits*. 2000. V. 42(4). P. 296–316.
 7. Krasnov S.G., Cherkashev G.A., Stepanova T.V. et al. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // *Geol. Soc., Lond., Spec. Public.* 1995. V. 87. P. 43–64.
 8. Mozgova N.N., Krasnov S.G., Batuyev B.N. et al. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // *Can. Mineral.* 1996. V. 34. P. 23–28.
 9. Mozgova N.N., Efimov A., Borodaev Y.S. et al. Mineralogy and chemistry of massive sulfides from the Logatchev hydrothermal field (14°45' N Mid-Atlantic Ridge) // *Ancient and Modern Seafloor Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*. Can. Inst. of Min., Metal. and Pet., Montreal, Que., Canada. 1999. P. 379–395.

The study reviews some mineral and geochemical features of seafloor massive sulfides in the Russian Exploration Area (MAR). Results of this research can be applied at mining processing of perspective oceanic massive sulfides.

Юбко В.М.

(ГНЦ Южморгеология, Геленджик, e-mail: yubko@ymg.ru)

**Особый тип внутриплитной эндогенной активности океанского дна и ее возможный рудогенный потенциал
Yubko V.M.**

(State Scientific Center “Yuzhmorgeologia”, Gelendzhik, Russia)

Specific endogenous activity of the ocean bottom intraplate areas in connection of its ore-forming potential

Ключевые слова: гидротермализм, рудная минерализация, вулканизм, плюм-тектоника

Приведены примеры железомарганцевой, силикатной и сульфидной гидротермальной и гидротермально-метасоматической минерализации океанского дна, предположительно связанной с проявлениями вулканизма, возникающего в связи с фрактальной плюм-тектонической активностью глубоких горизонтов мантии во внутриплитных областях океанов.

Обнаружение в пределах древних частей глубоководных (до 6000 м) абиссальных котловин Тихого океана признаков своеобразного молодого вулканизма [1–8], происхождение которого связывается с фрактальной плюм-тектонической активностью глубоких горизонтов мантии, представляет собой серьезное достижение в области изучения эндогенной активности внутриплитных районов океанического дна. В этой связи весьма интересным представляется то, что помимо сугубо теоретических предположений о возможной рудогенной значимости этой активности, уже имеются свидетельства ее сопровождения гидротермальной деятельностью с явными признаками рудогенерирующего потенциала [2, 9, 10].

Наиболее яркими из упомянутых свидетельств служат примеры формирования гидротермально-осадочных (металлоносные илы со средним содержанием Mn и Fe в валовом составе порядка 10% и 7% [11] соответственно) и гидротермально-метасоматических (густовкрапленные до массивных сульфидные руды, сливные кремнеподобные метасоматиты) образований в пределах активных в вулcano-тектоническом отношении участков рудной провинции Кларион-Клипертон. В минеральном составе собственно сульфидных образований обнаружены халькопирит, борнит, ковеллин, галенит и сфалерит. Доминирующим распространением пользуется халькопирит, слагающий около 86% рудной массы. Доля остальных минералов (%) составляет, соответственно: борнит – 7; ковеллин – 5.3, галенит – 1.3, сфалерит – 0.7. Основу рудной массы образует агрегат ксеноморфных зерен халькопирита, размеры которых варьируют в пределах 0.01–0.08 мм. Интерстиции зерен халькопирита занимают встречающиеся, как правило, совместно борнит и галенит, зерна которых размером 0.01–0.1

мм также характеризуются высокой степенью ксеноморфизма. Ковеллин в виде землестых масс образует каемки замещения вокруг зерен халькопирита и борнита, а также заполняет имеющиеся в них трещины. Сфалерит обособляется преимущественно в виде тонких включений в зернах халькопирита. Существенно халькопиритовый состав руд определяет и их специализацию в отношении различных металлов. Содержания последних в валовом составе образца составляют (%): Fe – 15.52, Cu – 17.84, S – 17.75, Pb – 0.31, Zn – 0.072, Co – 0.014, Ag – 0,067. Результаты микронзондовых исследований зерен собственно халькопирита иллюстрируется табл. 1 (приводятся впервые).

Таблица 1. Результаты микронзондового анализа зерен халькопирита

№№ анализов	Содержания элементов, %						
	Fe	Cu	S	As	Co	Cd	Ag
4038-Нр1	24.354	32.949	30.742	0.111	0.699	-	0.007
4038-Нр2	29.788	35.467	30.176	-	0.614	0.002	0.096
4038-Нр3	29.952	37.301	33.074	0.102	0.854	-	0.009
4038-Нр4	30.812	39.007	34.262	-	1.397	0.042	0.059
4038-Нр5	30.657	31.041	29.087	-	0.920	0.030	-
4038-Нр6	27.141	35.841	32.632	-	1.064	0.026	0.055
Среднее	28.784	35.268	31.662	0.036	0.925	0.017	0.038
10R-1 [12]	29.410	34.040	35.960	0.060	-	-	0.120

Попытки автора обнаружить в опубликованной литературе описание руд сходного происхождения успехом не увенчались. Вместе с тем, аналогичные по минеральному и химическому составу руды в океане имеют место быть. Правда, позиция гидротермального поля Susu Knolls, где такие руды выявлены, в геодинамической схеме Тихого океана отвечает не эпипелагической области, а задуговому бассейну Манус. Но, с другой стороны этот бассейн закладывался и развивается на коре океанического типа. Поэтому в первом приближении проведение соответствующих аналогий, касающихся проблемы океанского гидротермального сульфидообразования, с точки зрения автора является оправданным.

Во всяком случае, состав преимущественно халькопиритовых разностей руды поля Susu Knolls, в среднем содержащей меди – 15%, цинка – 3%, серебра – 130 г/т и золота 15 г/т [13] весьма близок описанному в примере зоны Кларион-Клиппертон. Также близок и состав собственно зерен халькопирита каждого из типов руд (в табл. 1 проба №10R-1 представляет халькопирит из руд поля Susu Knolls).

То обстоятельство, что в бассейне Манус сульфидообразование осуществляется по классической схеме с формированием руд массивного сложения на поверхности дна в местах выхода гидротерм, позволяет предположить, что выявление здесь гидротермально-метасоматических

вкрапленных и штокверковых руд аналогичного состава в подповерхностной части разреза является лишь вопросом времени. В контексте этих же соображений возможно предположение о существовании гидротермальных сульфидообразующих систем на площади вулканических полей, описанных в начальной части данной статьи.

Основным аргументом такого предположения служит то, что причинная обусловленность вулканизма и гидротермальной активности как в бассейне Манус, так и на площади упомянутых полей, по-видимому, имеет сходный характер, связанный с активностью глубоких горизонтов мантии. Доказательством этому служит сходство состава базальтов бассейна Манус (№ 5 в табл. 2) и соответствующих полей (№№ 1–4 в табл. 2). При этом существует еще одно, весьма примечательное обстоятельство, убеждающее в праве на существование такой точки зрения.

Дело в том, что одной из особенностей базальтов бассейна Манус является их аномальная обогащенность золотом (1–15 мг/т, в среднем – 6 мг/т – [14]), объяснением которой служит именно глубинный характер магматических очагов, неистощенных в отношении металлов, в том числе золота [14]). Но, тогда это правило следует распространить, по крайней мере, на два из вулканических полей, а именно – зоны Кларирон-Клипертон и перигавайское, поскольку базальты этих полей обогащены золотом еще в большей степени, чем в бассейне Манус: 20 мг/т [15] и 36 мг/т [16] соответственно.

Таблица 2. Химический состав базальтов

Компонент	Содержание породообразующих окислов (%)				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	47.00	48.25	44.46	46.36	52.77
TiO ₂	2.04	2.41	1.40	2.46	0.41
Al ₂ O ₃	17.10	11.19	12.04	12.89	14.11
Fe ₂ O ₃	6.76	10.46*	2.31	2.17	9.31*
FeO	3.28	-	1.60	12.57	-
MnO	1.20	0.13	0.20	0.22	0.16
MgO	6.55	10.58	12.23	8.17	10.25
CaO	8.65	8.72	10.23	9.30	9.84
Na ₂ O	3.15	2.97	2.97	3.19	2.29
K ₂ O	1.00	3.60	0.66	1.37	0.79
P ₂ O ₅	0.47	0.81	0.27	0.50	0.13
П.п.п.	2.84	-	0.18	0.77	0.82
Сумма	100.04	99.12	99.54	100.04	100.88

Примечание. 1–4 – Базальты внутриплитных вулканических полей, локализованных: 1 – в зоне Кларирон-Клипертон, 2 – к востоку от Японского желоба [6], 3 – в Северо-Восточной [2] и 4 – Южной [3]

котловинах Тихого океана; 5 – базальты вулканического поля задугового бассейна Манус [14]

* Суммарное содержание окислов железа в пересчете на Fe_2O_3

Как полагает автор, совокупность изложенных материалов дает основание к положительной оценке перспектив рудоносности вулканических полей нового, пока еще очень слабо изученного типа, происхождение которого связывается с фрактальной плюм-тектонической активностью глубоких горизонтов мантии во внутриплитных районах океанов [17–18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

6. Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы // Док. АН СССР. 1973. Т. 208. № 5. С. 1205–1208.
7. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г., Маракуев В.И. Донные отложения и вулканические породы в Южной котловине Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 1. С. 17–28.
8. 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.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
13. 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. No 7. P. 855–862.
16. Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al. Volcanism in Response to Plate Flexure. www.sciencemag.org/cgi/content/full/1128235/DC1
17. Holcomb R.T. Hawaiian Submarine Lava Flows // US Geol. Survey Yearbook 1988. 1989. P. 46–47.
18. Lipman P.W., Clague D.A., Moore J.G. South Arch volcanic field-Newly identified young lava flows on the sea floor south of the Hawaiian Ridge // Geology. 1989. V. 17. No 7. P. 611–614.
9. 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.
- 10 Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Докл. Академии наук. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.
10. 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.

20. Pinto A.M.M., Barriga F.J.A.S., Scott S.D. Data report: Sulfide and oxide mineral chemistry of an active backarc hydrothermal system: PACMANUS, ODP Holes 1188A, 1188F, 1189A, and 1189B. // Proc. ODP, Sci. Results / Barriga F.J.A.S., Binns R.A., Miller D.J., Herzig P.M. (Eds.). 2004. V. 193. P. 1–31.

12. Barriga F.J.A.S., Binns R.A., Miller D.J., Herzig P.M. (Eds.) Proc. ODP, Sci. Results. 2004. V. 193. P. 1–31.

19. Moss R., Scott S.D., Binns R.A. Gold Content of Eastern Manus Basin Volcanic Rocks: Implications for Enrichment in Associated Hydrothermal Precipitates // Economic Geology. January 2001. V. 96. No. 1. P. 91–107.

2. Говоров И.Н., Симаненко В.П., Симаненко Л.Ф. и др. Золотоносные базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия в Центральноамериканском секторе // ДАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 342–345.

22. Sisson T.W. Native gold in a Hawaiian alkalic magma // Economic Geology. May 2003. V. 98. No. 3. P. 643–648.

4. Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и состав первичных магм океанических островов // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 74–80.

5. Мирлин Е.Г. Фрактальная дискретность литосферы и геодинамика // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 2. С. 231–234.

Examples of ferromanganese, silicate and sulphides hydrothermal and hydrothermal-metasomatic mineralization of the ocean bottom, presumably are associated with manifestations of the volcanism arising in connection with fractal plume-tectonic activity of the deep horizons of a mantle in intraplate areas of oceans, are described.

Ярошук Е.И., Астахова Н.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, e-mail: lisa_patrike@mail.ru)

Гидротермальные отложения на возвышенности Южное Ямато (Японское море)

Yaroshchuk E.I., Astakhova N. V.

(P'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok)

Hydrothermal deposits from South Yamato rise (the Sea of Japan)

Ключевые слова: гидротермальные образования, железо-марганцевые корки, железо-кремнистые корки, тодорокит, бернессит, возвышенность Южное Ямато, Японское море.

Приводятся данные о строении и химическом составе железомарганцевых и железо-кремнистых корок вулканической постройки на возвышенности Южное Ямато (Японское море).

Подводная возвышенность Ямато, расположенная в центральной части Японского моря, имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении. Длина ее 360 км, ширина – 195 км, превышение над дном – до 2700 м, минимальная глубина над вершиной – 236 м. Глубоководным трогом она разделена на две возвышенности – Северную и Южную. На северо-восточной части возвышенности Южное Ямато находится безымянная возвышенность, сложенная массивными и мелкопористыми базальтами эоцен-олигоценового возраста [1]. Она имеет изометрическую форму и две небольшие вершины, расположенные на глубине 1200 м. Высота горы около 1000 м. При драгировании северо-восточной части склона в интервале 1600–1700 м было поднято большое количество железомарганцевых образований (ЖМО). Гидроокислы Mn представлены тодорокитом и бернесситом. Содержание Mn в них варьирует от 2.65 до 22.89%, Fe – от 1.38 до 6.56%. Микронзондовое изучение аншлифа корки выявило, что она имеет сложное строение. Встречаются участки железо-кремнистого, марганцево-кремнистого, марганцевого и, реже, железо-марганцевого составов. В ЖМО выявлены включения мелких зерен цветных и благородных металлов: серебра, иногда с примесью меди и цинка, самородных вольфрама и меди, интерметаллических соединений Cu-Zn, Cu-Zn-Pb, Cu-Sn-Pb, Cu-Sn-Cr и Fe-Cr-Ni, сложного оксида сурьмы и хрома, халькопирита, англезита, пирита, вольфрамата марганца и железа. Образование корок связано с поствулканическим газо-гидротермальным процессом [2].

Кроме ЖМО, при драгировании этой возвышенности были подняты железо-кремнистые образования, представляющие собой округлые

удлиненные образования серо-зеленого цвета, длиной до 10 см (рис. 1а).

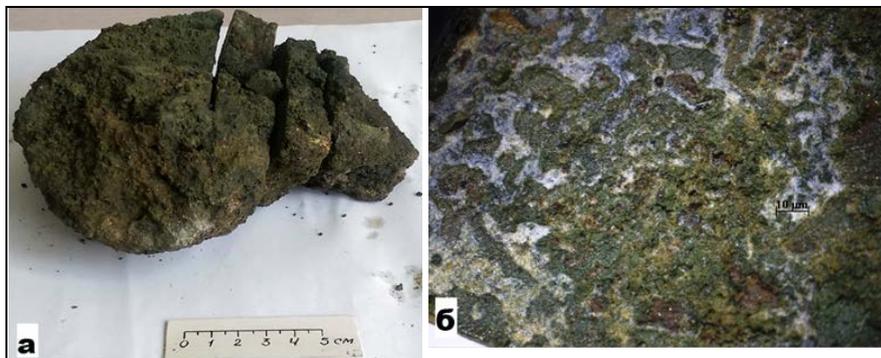


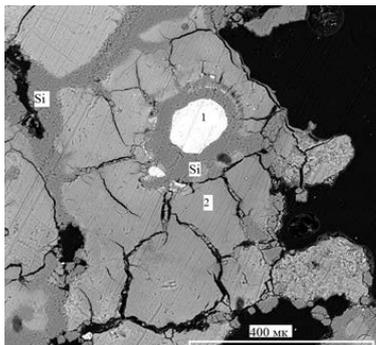
Рисунок 1. Кремнистая корка: общий вид (а) и внутреннее строение (б).

Они образовались в результате цементации кремнеземом бесформенных обломков зеленой глины (рис. 1 б). По данным микрозондового анализа, она имеет железо-кремнистый состав, с незначительной примесью K, Mg, Cl, Na, реже Al и Ca. Часто глинистые включения обогащены Co до 0.4%, иногда медью. Содержание железа в глине варьирует в широких пределах и может достигать 40%.

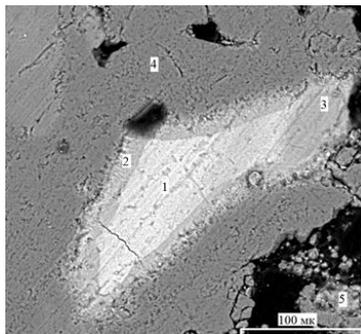
При изучении аншлифа хорошо прослеживается этапность формирования железо-кремнистых образований. Первыми были отложения зеленых глин ($Fe > Si$). Затем, вероятно, в результате диффузного просачивания кремнистых растворов произошла пропитка этих глин кремнеземом. В результате этого сформировались отложения, где $Si \geq Fe$. В последнюю стадию произошло отложение чистого кремнезема (рис. 2).

Образование фосфида никеля и вольфрамата марганца и железа, зерна которых присутствуют в железо-кремнистой матрице, произошло, вероятнее всего, под воздействием высокотемпературных поствулканических газовых флюидов.

Таким образом, на безымянной вулканической постройке, расположенной на северо-восточной части возвышенности Южное Ямато обнаружены низкотемпературные гидротермальные марганцевая, железо-кремнистая и кремнистая минерализации.



а



б

	1	2
Si	7.12	20.85
Fe	49.15	18.54
O	36.11	33.5
K	1.27	5.28
Mg	1.28	2.28
Na	0.41	0.34
Ca	0.19	
Co	0.41	0.07
Cl	0.15	0.47
P	0.29	

	1	2	3	4	5
Si	14.3	22.3	22.8	44.2	20.0
Fe	33.8	20.2	18.4	0.6	15.4
Mn					0.2
O	37.2	37.5	37.0	50.0	34.0
K	3.7	6.0	6.1	0.1	4.8
Mg	2.2	2.7	2.9		2.5
Ca	0.6	0.4			
Co			0.2		
Cl	0.4	0.4	0.5		0.6
P	0.2				

Рисунок 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Маркевич П.В., Свинников А.И. Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ, 1979. С. 114–119.
2. Астахова Н.В. Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железомарганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. Том 53. № 6. С. 769–785.

The data are given on the structure, chemical composition of ferro-manganese and siliceous crusts from submarine volcanos of South Yamato rise (the Sea of Japan).

**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"**

Авдонин В.В.¹, Жегалло Е.А.², Сергеева Н.Е.¹

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: avdonin@geol.msu.ru; ²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва)

Оксидные руды океана: микростроение, генезис

Avdonin V.V.¹, Zhegallo E.A.², Sergeeva N.E.¹

(¹Moscow state university, Moscow; ² Paleontological institute of Russian Academy of Sciences, Moscow)

Oxide Ore Ocean: Microstructures, Genesis

Ключевые слова: оксидные руды, микроструктуры, биопленки, строматолиты, онколиты, бактериальные маты

Оксидные руды океана – кобальтоносные корки (КМК) и железомарганцевые конкреции (ЖМК) имеют бактериальную природу и идентифицируются как строматолиты и онколиты

Оксидные руды океана – кобальтоносные корки (КМК) и железомарганцевые конкреции (ЖМК) имеют бактериальную природу и идентифицируются как строматолиты и онколиты. Столбчатые структуры железомарганцевых строматолитов и фестончатые онколитов представляют собой бактериальные маты, образованные чередованием фоссилизированных бактериальных пленок. Возникновение рудообразующих видов прокариотного семейства и их эволюция определяются крупными биосферными событиями. На примере КМК Магеллановых гор и ЖМК провинции Кларифон-Клиппертон выявлены основные этапы эволюции структурных форм бактериальных сообществ [1]. Показано, что смена этапов может быть обусловлена влиянием крупных тектонических, вулканических и др. геологических событий.

Кобальтоносные корки Магеллановых гор имеют отчетливо выраженное слоистое строение. Корковый разрез охватывает временной интервал от кампан-маастрихта до настоящего времени. Последовательность слоев отражает эволюцию процессов рудообразования.

Начало образования оксидных руд совпадает с началом формирования современной структуры Мирового океана в конце средней юры. Это особый этап развития Земли, в результате которого образовался новый океанический тип коры, установился новый режим осадконакопления и возникла своеобразная геологическая формация – океанская водная толща. Интенсивное развитие базальтового магматизма определило начало мезокайнозойской глобальной эпохи накопления железомарганцевых руд [2].

Кобальтоносные корки представляют собой особый вид железомарганцевых строматолитов, которые возникли предположительно

после «Великого мезозойского вымирания» на рубеже мезозоя и кайнозоя и получили широкое распространение в виде корковых покровов на подводных горах. В конце мела произошли существенные изменения многих условий океанской среды, которые прямо или косвенно воздействуют на биоту: тектонические движения, мощные извержения базальтов, изменения температуры, состава атмосферы, солености морской воды и пр.[3]. Эти изменения и привели к глобальному вымиранию биоты. В это время помимо динозавров и других морских и сухопутных животных вымерло около половины родов, 80% видов морских организмов.

С другой стороны, биосферные кризисы – не только вымирание организмов, но и обновление их видового состава. Резкое изменение условий обитания приводит к гибели одних организмов и стимулирует другие к приспособлению. В результате приспособившиеся виды приобретают новые черты, способности, а кардинальная изменчивость других приводит к возникновению новых видов.

Так, вероятно, возникли железомарганцевые строматолиты, когда какие-то виды обычных строматолитов, обитавших в мелководных условиях, сумели выживать на больших глубинах, вынужденно отказались от фотосинтеза, постепенно с изменением геохимического состава биосферы обмарганчили способность окислять двухвалентные соединения железа и марганца и осаждать оксиды металлов в кристаллической или аморфной форме внутри и на поверхности клеток, формируя таким образом структурный каркас построек; и приобрели, наконец, те свойства и черты, которые мы наблюдаем нынче в кобальтоносных корках.

Этот процесс, по-видимому, протекал скачкообразно; некоторые этапы его запечатлелись в особенностях реликтовых слоев.

Строителями железомарганцевых строматолитов являются био пленки – сообщества микроорганизмов, прикрепленных к твердому субстрату. Био пленки формируют бактериальные маты – стратифицированные макроколонии, состоящие из прокариотных организмов [4, 5]. Биологическое тело мата состоит из горизонтальных слоев толщиной от одного микрометра до нескольких миллиметров. Бактериальный мат растет по мере развития входящих в его состав микроорганизмов. Мат, пропитанный оксидами железа и марганца, и представляет собой железомарганцевый строматолит.

Основной морфологической единицей корковых строматолитов являются столбчатые образования. Это прямолинейные параллельные столбцы с отчетливо проявленными признаками синхронного роста. Главная особенность столбчатых структур – свойственная им горизонтальная слоистость. Каждый слой характеризуется своеобразным текстурным рисунком столбцов: короткостолбчатых, длинностолбчатых, тесно сомкнутых или разделенных промежутками и полостями, ветвящихся и т.д. Это разнообразие отражает изменчивость обстановок жизни

бактериальных сообществ.

Столбчатые структуры корок представляют собой бактериальные маты, образованные чередованием fossilized реликтов бактериальных пленок, в которых часто сохраняются многие признаки, позволяющие сопоставлять их с современными биопленками. Толщина биопленок колеблется в пределах от 0.5 до 1.5 μm . Биопленки представляют собой совокупность микробных клеток, окруженных, а иногда погруженных, в массу внеклеточного полимерного органического вещества – гликокаликса. В них обнаруживается переплетение нитевидных и коккоидных форм бактерий.

Биопленки, слагающие строматолитовые бактериальные маты, как и подобные им биопленки других видов, в процессе жизнедеятельности представляли собой целостное образование - сообщество микроорганизмов. Экспериментальными исследованиями установлено, что клетки и их структуры в биопленках способны получать информацию о пространстве, обмениваться ею с основной массой сообщества и, следовательно, проявлять «согласованное» поведение. Синхронный рост столбцов, образование упорядоченных дендритоподобных построек, – скорее всего, является следствием именно этих функций биопленок [6–8].

Нитчатые бактерии, как утверждают исследователи, вероятно, выполняют защитные функции, они способны преодолевать негативное воздействие окружающей среды [8].

В биопленках столбчатых строматолитов нитчатые бактерии выполняют особую роль. Биопленки, как основной элемент строения бактериальных матов, ответственны за обеспечение взаимодействия бактерий, роста бактериального мата и т.д. В пленках происходит объединение нитей в структурное и функциональное целое. Как показано в экспериментах [9] нити сначала образуют агрегаты, а затем полигональную сеть, состоящую из центров и соединяющих их лучей. Вероятно, подобные явления были свойственны бактериальным пленкам, которые составляли бактериальные маты изученных оксидных руд. Если этот вывод справедлив, тогда находится правдоподобное объяснение особенностям текстуры строматолитов. Возникающая в пленке полигональная сеть определяет полигональную (в плоскости роста) структуру столбцов. Центры сети становятся центрами роста столбцов, действующих синхронно. Распределение пространства между центрами происходит по принципу «ближайшего района».

Как было отмечено ранее [10], слоистый разрез корок – своеобразная летопись мезокайнозойского железомарганцевого рудогенеза. Для каждого слоя выявлены типичные (или преобладающие) ассоциации микротекстурных элементов. Эволюция микротекстурных форм в разрезе корок, вероятно, является следствием изменчивости организмов – строителей строматолитов, совпадающей с длительными перерывами в

рудодолжени. Вероятнее всего, перерывы в накоплении рудного материала сопровождались сменой морфологических типов строматолитов, что зафиксировано последовательной сменой макрослоев, которые соответствуют эволюционирующим видам строматолитов.

Макрослои разделяются крупными (временными) перерывами. Так на границе эоцена и олигоцена 38 млн. лет назад имел место крупнейший в кайнозой глобальный кризис биоты. Он отразился и в корковом разрезе: на границе, разделяющей слои I-2 и II, полностью отсутствуют рудные накопления олигоценного возраста.

Онколиты существенно отличаются от корковых строматолитов. Основная масса их начала формироваться после крупнейшего глобального кризиса биоты на границе эоцена и олигоцена.

Возникновение онколитов обусловлено особыми обстоятельствами эволюции бактериальных сообществ. На ранних этапах онколиты не отличались от корковых строматолитов. Они имели малые размеры. Рудная оболочка их по составу и текстурно-структурным особенностям была аналогична корковым слоям. Однако условия обитания, непосредственная связь с осадочным материалом, препятствующим нормальному росту, привели к тому, что биопленки в борьбе за выживание (вынужденное прорастание сквозь осадок) обрели способность активного взаимодействия с осадком и усвоения петрогенных компонентов: SiO_2 , MgO , P_2O_5 и др. [10].

Бактериальные маты конкреций имеют фестончатую форму вследствие того, что конкреции свободно растут в радиальных направлениях от центра. Фестоны часто представлены тесным чередованием фоссилизированных биопленок, т.е. матами, подобными матам корок. В отличие от последних, в них обычно наблюдаются биопленки относительно большой толщины, содержащие помимо бактерий минеральное вещество осадка. Это явление можно рассматривать как проявление защитных функций нитчатых бактерий биопленок. Ранее было отмечено, что биопленки – строители железомарганцевых строматолитов – взаимодействуя с окружающей средой (осадками) усваивают некоторое количество петрогенных компонентов и встраивают их в свою структуру. Этот процесс, возможно, сыграл определяющую роль в возникновении онколитов (ЖМК) из биопленок коркового типа [9].

Таким образом, конкреции отличаются от корок не только формой бактериальных матов, но и способностью активного взаимодействия с окружающей средой. Это взаимодействие выражается в способности биопленками усваивать петрогенные компоненты, в поглощении конкрециями довольно значительных порций окружающего осадочного материала.

Итак, эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов проявлена в двух направлениях. Одно зафиксировано последовательной сменой морфологических типов столбчатых образований в разрезах корок,

второе – связано с возникновением на определенной стадии онколитов, выработавших свойство постоянного активного взаимодействия с окружающим осадком [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (на основе биостратиграфических исследований)// Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.
2. Авдонин В.В., Еремин Н.И., Мельников М.Е., Сергеева Н.Е. Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана //ДАН. 2013. Т. 456. № 6. С. 1–3
3. Бараш М.С. Развитие палеогеновой биоты океанов под влиянием абиотических факторов // Геобиосферные события и история органического мира. Мат. LIV сессии палеонтологического общества. СПб. 2008. С. 13–15.
4. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Под ред. А.Ю. Розанова, Г.Т. Ушатинской. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.
5. Пиневич А.В. Микробиология. Биология прокариотов. Т.1. Спб: Изд-во С.Петербургского университета. 2006, 352 с.
6. Грузина В.Д. Коммуникативные сигналы бактерий // Антибиотики и химиотерап. 2003. Т. 48 (10). С. 32-39.
7. Мальцев С.В., Мансурова Г.Ш. Что такое биопленка?// Природная медицина. 2013. № 1(13). С. 86–89.
8. Сумина Е.Л., Сумин Д.Л. Морфогенез в сообществе нитчатых цианобактерий. Онтогенез. 2013. Т. 44. № 3. С. 203–220.
9. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е., Ван К.В. Закономерности роста железомарганцевых конкреций провинции Кларирон-Клиппертон (Тихий океан)// Изв. Вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 17–20.
10. Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Микростроение железомарганцевых строматолитов и онколитов океанского дна. Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. № 2. С. 27–32.
11. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. Эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов океанского дна// Изв. Вузов. Геология и разведка. 2014. № 3. С. 38–44.

Oxide ore ocean floor-ferromanganese nodules and cobalt-rich crusts are products of ability to live of bacterial communities and identified as stromatolites and onkolity. Serve as the basis for their bacterial mats-rhythmic alternation of bacterial film

Батурин Г.Н.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: galibatur@list.ru)

Физические, химические и биологические факторы формирования фосфоритов в океане

Baturin G.N.

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Physical, chemical, and biologic factors governing the phosphorite formation in the Ocean

Ключевые слова: фосфориты, океанские вдольбереговые течения, прибрежный апвеллинг, биопродуктивность, планктон, осадкообразование, диагенез, образование фосфатного геля, фоссилизация, переотложение осадков.

Сопоставление состава древних фосфоритов на суше с молодыми фосфоритами на шельфах океана выявило сходство их морфологии, минерального и химического состава благодаря сходным физическим, химическим и биологическим факторам, стимулирующими фосфатонакопление от докембрия до настоящего времени.

Впервые фосфориты в форме фосфатных желваков размером до нескольких сантиметров в диаметре были найдены в меловых отложениях Франции и Англии. Один из английских палеонтологов высказал мнение, что эти камни – фоссилизированные копролиты динозавров, населявших древнеевропейские джунгли, и эта догадка вызывала юмористическую реакцию – в журналах и газетах появились карикатуры с изображением древних чудовищ, которые заняты производством будущих фосфоритов. Но по прошествии некоторого времени в Англии был найден скелет динозавра, внутри которого были аналогичные желваки, после чего интерес к генезису фосфоритам убавился.

К началу 20 века фосфориты активно разрабатывались для производства эффективных фосфорных удобрений, в которых СССР остро нуждался, что стимулировало поисковые работы, в ходе которых геолог П.Л. Безруков обнаружил в предгорье Каратау (Казахстан) огромное месторождение неизвестных ранее пластовых фосфоритов, что стало мировым достижением в геологии. В открытой печати об этом событии не сообщали, но П.Л. Безруков получил вместе с разработчиками месторождения Государственную премию. В дальнейшем подобные месторождения геологи выявили в других странах, и возник вопрос об особенностях их генезиса. Неожиданно эту загадку решил А.В. Казаков, сотрудник «НИИ химических удобрений и ядохимикатов» (Москва), где исследовался состав фосфоритов.

Согласно его лаконичной и доходчивой гипотезе [1, 2], фосфориты образуются путем хемогенного осаждения фосфата кальция из богатой фосфором глубинной морской воды, поднимающейся к мелководному шельфу, где фосфор теряет растворимость, выпадает в осадок и

накапливается на дне в форме фосфата кальция [1, 2].

Самое удивительное в этой гипотезе – каким образом далекий от океана и от геологии специалист по удобрениям узнал о подъёме океанских вод, поскольку в российской литературе об этом не сообщалось, как и в работах А.В. Казакова. Но в зарубежных публикациях это явление под английским названием «апвеллинг» (восходящий поток) было открыто английским капитаном Россом [3], без малого за век до А.В. Казакова, и наиболее детально описано немецкими океанографами, которые лидировали в исследовании Атлантического океана и установили, что это явление закономерно и зависит от взаимосвязи атмосферной и водной океанской циркуляции [3–8].

В России систематическое изучение океана началось после Второй мировой войны: в Москве был создан Институт океанологии им. П.П. Ширшова с отделом морской геологии под руководством первооткрывателя фосфоритов Каратау профессора П.Л. Безрукова.

Сотрудники Института и ряда других океанологических учреждений собрали новый материал, способствующий развитию концепции генезиса фосфоритов.

Общими усилиями океанологи и морские геологи разных стран установили, что “подъём вод” – закономерное явление, характерное для всех современных и древних океанов, а формирование фосфоритов – многоэтапно и реализуется при участии физических, химических и биологических факторов [9–24].

Германские гидрографы, исследовавшие юго-восточную часть Атлантики, первые назвали это явление «Auftriebwelle» (по-английски «upwelling», т.е. «восходящий поток»), но осаждения фосфора из морской воды, как считал А.В. Казаков, никто не обнаружил.

Согласно накопленным океанологами и присоединившимися к ним морскими геологами фактам, фосфориты в океане формируются при участии физических, химических и биологических факторов, которые можно сгруппировать, в порядке развития процесса фосфатонакопления, следующим образом:

1. Начальный фактор – наличие перманентного вдольберегового течения типа Бенгельского и Перуанского.

2. В рассматриваемой шельфовой зоне периодически происходит прибрежный апвеллинг, вызываемый ветрами с континента, что вызывает приток воды, обогащенной фосфором.

3. Перманентность этого процесса порождает максимальную в океане первичную продукцию фитопланктона, извлекающего растворенный фосфор из морской воды.

4. Отмирающий планктон опускается на дно, где накапливаются биогенные осадки.

5. При разложении на дне биогенного материала фосфор выделяется и

накапливается в поровой воде, где его содержание на один - два порядка выше, чем в морской воде.

6. Накопленные в поровой воде фосфор и кальций осаждаются из раствора в виде фосфатного геля, при фоссилизации которого формируются фосфатные зерна, конкреции или прослои фосфатизированного осадка, которые постепенно фоссилизируются.

7. Размыв осадков при изменении режима седиментации вызывает удаление из осадка нефосфатных примесей и формирование качественной залежи.

Отдельные детали этих процессов исследовались путем натуральных наблюдений в российских и зарубежных экспедициях на шельфах Намибии, Перу и Чили в течение почти ста лет.

Основной результат этой работы – выявление совместного влияния гидросферы, атмосферы и литосферы на формирование осадочных фосфоритовых месторождений под воздействием физических, химических и биологических факторов, участвующих в рудном процессе.

К физическим факторам относятся вдольбереговые течения, сгонные ветры с континента, подъем к поверхности обогащенных фосфором морских подповерхностных вод, осаждение биогенного материала, размыв и переотложение осадков и концентрация фосфатного материала.

Химические и биохимические факторы – извлечение и усвоение фосфора планктоном из морской воды и диагенетические преобразования фосфатных компонентов в осадках.

Биологический и биогеохимический фактор – ассимиляция фосфора фитопланктоном, разложение на дне органического детрита и выделение из него фосфора, что происходит в едином цикле.

Общим итогом исследования является обобщение информации о физических, химических и биологических факторах, определяющих формирование фосфоритов под воздействием гидросферы, атмосферы и литосферы в биопродуктивных зонах океана.

Основополагающим фактором является подъем вод, который стимулирует процессы накопления в осадках органического углерода и фосфора на океанских окраинах [9–24].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаков А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. М.: Тр. НИУИФ, 1937. Вып. 139. 74 с.
2. Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение и геологические факторы формирования месторождений. М.: НИИУФ, 1939. Вып. 145. 106 с.
3. Ross Capt. Sir John Clark. Voyage of discovery and research in the southern and antarctic regions during the years 1839 – 1843. 2 vols. London, John Murray, 1847.
4. Witte E. Das Empoquellen von kalten Wasser an meridionalen Kusten // Ann.

- Hydrogr. Berl. J. 1880. N 8. 192 P.
5. Hess A. Hydrografische Bemerkungen von Western Sudafrica. Ann. Hydr. Berlin. 1892. V. 20. P. 251–257.
 6. Walther H. Von Kapstadt zunach Loanda. Ann. Hydr., Berlin. 1893. V. 21. P. 435–437.
 7. Shott G. Die Auftriebssone an der Kuste von Sudwestafricas. Wissenschafte Ergebn. Valdivia. 1902. Bd.1. 124 p.
 8. Sverdrup H. On the process of upwelling // J. Mar. Res. 1938. V. 1. P. 155–164.
 9. Copenhagen W.J. The periodic mortality of fish in the Walvis region. A phenomenon within the Benguela current // Investigation Rep. Dept. of Commerce and Industry, Union of South Africa, Division of fisheries. Cape Town. 1953. N 14. 35 p.
 10. Hart T.J., Currie T J. The Benguela Current // Discovery Rep. 1960. V. 31. P. 135–298.
 11. Батурин Г.Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных диатомовых илах шельфа Юго-Западной Африки // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 6. С. 1359–1362
 12. Baturin G.N. Resent authigenic phosphorite formation on the South-West Africa shelf // Geology of the East-Atlantic continental margin / Ed. Delaney M.F. Institute of Geological Science, Cambridge Univ. 1970. V. 70/13. P. 87–97.
 13. Calvert S.E., Price N.B. Upwelling and nutrient regeneration in the Benguela current // Deep-Sea Res. 1971. V. 18. P. 505–523.
 14. Baturin G.N. Stages of phosphorite formation on the sea floor // Nature. Phys. Sci. 1971. V. 232. № 29. P. 61–62.
 15. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.
 16. Baturin G.N. Some unique sedimentary and geochemical features in deposits of coastal upwelling regions // Coastal Upwelling. Its Sediment Record. Part B: Ancient Coastal Upwelling / Thiede Y., Sues E., eds. New York and London. Plenum Pres. 1983. P. 11–27.
 17. Summerhays C.P. Sedimentation of organic matter in upwelling regimes // Ibid. P. 29–72.
 18. Bremner J.M. Biogenic sediments on the South West African (Namibian) shelf // Ibid. P. 73–104.
 19. Futterer D.K. The modern upwelling record off north-west Africa // Ibid. P. 105–122.
 20. Wetzel A. Biogenic sedimentary structures in a modern upwelling region; Northwest African continental margin // Ibid. P. 123–144.
 21. Monteiro J.Y. et al. Upwelling records in recent sediments of southern Portugal: A reconnaissance survey // Ibid. P. 145–162.
 22. Setty A.P. Upwelling along the western Indian continental margin and its geogical record // Ibid. P. 201–216.
 23. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.

24. Сеидов Д.Г., Еникеев В.Х. Моделирование палеоциркуляции океана. М.: Наука, 1986. 96 с.

The comparisons of morphology, chemical composition, and formation environments of phosphorites in modern and ancient oceans show their evident similar features demonstrating stability of major physical, chemical, and biogenic factors controlling their appearance, formation, and accumulation on the sea floor during geologic time.

Батурин Г.Н.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: galibatur@list.ru)

Меловые и современные фосфориты Северной Африки и шельфа Намибии

Baturin G.N.

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Cretaceous and Recent phosphorites (North Africa and Namibian shelf)

Ключевые слова: фосфориты, шельф, прибрежный апвеллинг, биопродуктивность, элементный состав, микроэлементы, золотоносность, переотложение осадков.

Согласно полученным данным фосфориты Северной Африки близки по составу к среднемировым определениям, которые в целом существенно выше по сравнению с четвертичными и особенно современными фосфоритами шельфа Намибии.

Для сопоставления состава меловых фосфоритов и их современных аналогов исследованы образцы меловых месторождений Северной Африки, собранные египетскими геологами [1], и молодые фосфориты шельфа Намибии [2]. Анализы африканских фосфоритов выполнены в Воронежском Университете атомно-абсорбционным методом, а образцы шельфа Намибии – в АСИЦ РАН, аналитическом Сертификационном Испытательном Центре (ИПТМ РАН (Москва) методом ИСП-МС.

Основной состав образцов (табл. 1) показывает, что содержание в образцах оксида фосфора составляет в туниских фосфоритах 21.56–25.13%, марокканских 13.67–31.84%, в египетских 26.50–27.10% и фосфоритах шельфа Намибии 25.64–31.70%. Две максимальные величины относятся к образцу из Марокко и к верхнечетвертичным фосфоритам шельфа Намибии. Другие черты макроэлементного состава образцов сводятся к следующему.

Содержание кремнезема повышено в трех марокканских образцах до 32.24–44.97%, умеренное (13.45–18.30%) в двух образцах из Туниса и Египта и низкое (до 4.8%) в остальных. Минимальное содержание кремнезема (0.30%) характерно для современной фосфоритовой конкреции с шельфа Намибии.

Содержание оксидов алюминия и титана незначительно – соответственно 0.02–1.74% и 0.007–0.53%, при минимальных величинах в современной конкреции и максимальном содержании титана в фосфатном песке с шельфа Намибии.

Содержание Na_2O минимально (0.41%) в марокканском образце с низким содержанием фосфора (13.67% P_2O_5) и максимально (1.20%) в обоих образцах с шельфа Намибии. Но при этом содержание K_2O повышено в фосфатном песке (0.24%) и понижено в современной конкреции (0.05%).

Содержание оксида железа максимально (2.69–4.20%) в фосфоритах Египта и в фосфатном песке и минимально (0.12%) в современной конкреции, что относится также и к содержанию марганца (0.01% MnO).

Содержание общей серы колеблется от 0.32% в образце № 4 (Марокко) до 2.12% (зернистый фосфорит с шельфа Намибии).

Судя по этим данным, позднечетвертичные фосфоритовые пески внешнего шельфа Намибии наиболее близки по основному химическому составу как к современным фосфоритовым конкрециям с внутреннего шельфа Намибии, так и к меловым фосфоритам Туниса. Что касается современных конкреций с внутреннего шельфа Намибии, то они почти совпадают по своему составу с меловыми фосфоритами месторождения Юсуфия (Марокко).

Таблица 1. Основной химический состав фосфоритов (%)

Комп он.	Образцы										
	1-т	2-т	3-т	4-м	5-м	7-м	8-к	9-аб	1н	Ср	Нам.
P ₂ O ₅	25	22	25	13.7	19.3	20.6	26.5	27	26	32	27
CaO	46	54.5	55	31	26.7	27.7	32.59	39.8	45	48	47.0
MgO	0.4	0.37	0.34	3.77	0.18	0.15	0.39	0.36	1.2	1.6	1.28
SiO ₂	13	2.57	1.35	32.2	45	43.6	18.3	-	4.8	0.0	1.28
Al ₂ O ₃	0.6	0.53	0.21	0.76	0.31	0.18	1.74	1.70	1.0	0.2	1.20
TiO ₂	0.04	0.04	0.007	0.09	0.02	0.02	0.11	0.07	0.5	0.01	0.10
NaO	1.1	1.06	1.13	0.41	0.52	0.45	0.74	0.87	1.2	1.2	1.20
K ₂ O	0.2	0.09	0.04	0.23	0.06	0.04	0.07	0.15	0.2	.05	0.20
Fe ₂ O ₃	0.7	0.21	0.22	0.48	0.29	0.31	2.69	4.20	3.0	.12	1.1
MnO	<0.01	0.24	0.016	0.006	0.001	0.003	0.020	0.10	-	<0.01	<0.01
S	1.1	0.68	1.02	0.32	0.80	0.71	1.72	-	2.1	0.7	1.1

Примечание. Месторождения: 1, 2 – Шри Уэртан (Тунис), 3 – Бен Териф, 4 -7 – Юсуфия (Марокко), 8 – Кусейра (Египет), 9 – Абу Тартур (Египет), 10, 11 – внешний и внутренний шельфы Намибии (позднечетвертичный фосфатный песок и современная конкреция).

Рассмотрение микроэлементного состава образцов (табл. 2) выявляет значительный диапазон концентраций большинства металлов и неметаллов.

К числу элементов с относительно сопоставимыми концентрациями относятся мышьяк, барий и цветные металлы – кобальт, медь, никель, ванадий и цинк. В группу элементов с диапазоном изменчивости до 40 раз входят золото, свинец, кадмий, хром, ниобий, скандий, уран и вольфрам. Еще более изменчивы (до 100 раз) концентрации молибдена, иттрия и стронция, а максимальная изменчивость характерна для редкоземельных элементов, серебра и циркония.

Но при учете того, что минимальное содержание большинства микроэлементов (в первую очередь редкоземельных) характерно для современных конкреций с шельфа Намибии, исключение их из рассмотрения сужает приведенный диапазон. Еще больше он сужается, если исключить из рассмотрения единичные пики содержаний серебра, золота, кадмия, молибдена и редкоземельных элементов.

При рассмотрении таблицы 2 выявляются также особенности поведения золота, серебра и ряда сопутствующих элементов.

1) Содержание золота в рассматриваемых фосфоритах колеблется в пределах 0.0027–0.1000 г/т и серебра <0.1–23.8 г/т.

2) Связь между золотом и серебром не проявляется. Но в образце №8 (Египет) содержание обоих металлов одинаково (0.09 и 0.10 г/т).

3) В том же образце содержание золота максимально и ему сопутствует относительно повышенное содержание ниобия, скандия, стронция, урана, ванадия, цинка и циркония.

4) В образце № 3 (Тунис) повышенное содержание золота (0.0660 г/т) сопровождается повышенным содержанием мышьяка, урана, ванадия и молибдена.

5) В образце № 6 (Марокко) повышенное содержание золота (0.0170 г/т) сопровождается повышенным содержанием мышьяка, урана, ванадия, а также кадмия и никеля.

6) В образце № 6 (Марокко) удалось определить содержание платины (0.1200 г/т), а в образце № 3 (Тунис) – содержание палладия (0.0082 г/т). В остальных образцах содержание этих элементов ниже чувствительности аналитического метода (соответственно 0.050 и 0.020 г/т). Оба эти образца обогащены золотом, ванадием и ураном, а образец № 3 – также молибденом.

7) В распределении серебра наблюдается тренд к корреляции с ограниченным числом элементов с разными геохимическими свойствами, включая барий, бериллий, иттрий, редкоземельные элементы и медь.

Сопоставление макро- и микроэлементного состава фосфоритов не выявляет признаков корреляции благородных металлов с породообразующими элементами.

Признаки такой корреляции выявляются только при рассмотрении состава микроэлементов, о чем свидетельствует сходство распределения в рассмотренных фосфоритах золота, урана, ванадия, молибдена и мышьяка, причем ассоциация U-Mo-V является характерной чертой осадочной геохимии урана. Видимо, эта особенность сохраняется и в процессе формирования фосфоритов, но приуроченность к этому также и золота вызывает особый интерес.

В распределении серебра также наблюдается сходство с некоторыми микроэлементами, включая медь, барий, бериллий, иттрий и редкоземельные элементы. Так, во всех четырех образцах, обогащенных серебром до 0.24–0.26 г/т, содержание меди составляет 16–27 г/т, при отношении Ag/Cu в узком диапазоне, от 0.9 до 1.1.

Приведенные результаты показывают, что в изученных образцах из крупных месторождений фосфоритов Северной Африки среднее содержание серебра составляет 5 г/т, т.е. в целом в 2.5 раза выше по сравнению с прежней оценкой Альтшулера, сделанной им более полувека

назад по литературным данным того времени на основании данных разной степени надежности. В целом это позволяет принять полученную цифру в качестве средней величины по крайней мере для североафриканских фосфоритов. Но при этом в нескольких образцах фосфоритов Марокко, Египта и шельфа Намибии содержание серебра достигает 19–26 г/т, что может быть связано с включениями терригенного материала.

Таблица 2. Микроэлементный состав фосфоритов (г/т, Au - мг/т)

Эл	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Ср	Совр
Ag	0.1	1.7	0.6	23.8	0.5	25	0.09	0.24	0.3	0.2	5.2	0.11
Au	64	660	27	87	170	71	100	-	-	-	15	-
As	9.4	77.9	6.3	5.7	15	12	15.6	14.9	20	2.6	17	14
Ba	170	170	180	350	150	290	63.7	63.4	68	645	160	177
Be	0.7	0.77	0.9	1.55	1.24	1.5	-	6.8	4.7	0.1	1.0	0.7
Cd	2.2	8	46	7.1	12	8.1	-	2.0	0.8	1.6	9	1.1
Ce	4.1	21	65	16	27	22	39.9	428	503	0.3	130	17
Co	0.6	1.0	3.7	1.4	1.3	1.1	4.9	9.4	3.0	1.1	2.6	1.4
Cr	110	73	107	152	266	150	79.5	46	150	14	120	36
Cu	22	16	19	28	14	27	14.1	15.8	25	6.7	18	5.6
La	50	35	28	48	30	48	26	227	209	0.14	90	8
Mo	8.2	54.5	5	2.7	2.4	2.4	0.48	11.5	9.8	9.9	11	56
Nb	5	5	5	2	5	2	10.2	2.6	1.2	0.64	4	0.8
Ni	19	12	50	18	28	18	28.5	22	50	4.2	25	17
Pb	17	2	4	<1	<1	4	11	18.6	6.8	0.64	6	2
Sc	2.5	1.0	2.5	2.8	3.3	2.8	26.7	22.9	9.3	<0.6	7	1.7
Sr	648	-	660	502	946	472	1370	1710	2000	2670	1200	2300
U	28	38.2	13.3	20.8	39.7	19.3	2.5	34	78	83	37	78
V	87	117	67	39	172	39	96	58	31	42	85	15
W	8.2	5.8	16.	13.4	7.1	4.1	-	0.60	0.7	0.66	6.2	1.4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдель Могхин М.В. Литология фосфоритоносных отложений свиты Дауи (Египет). Автореф. диссер. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Воронеж, ВГУ. 2011, 254 с.
2. Батурич Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
3. Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т. Формы золота и платины в фосфоритах шельфа Намибии. // ДАН. 2006. Т. 206. № 5. С. 659–662.
4. Батурич Г.Н., Асавин А.М., Колесов Г.М. Благородные металлы в современных и древних фосфоритах // ДАН РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 384–387.
5. Турлычкин З.М., Горенков Н.Л. Фосфориты – адсорбенты и восстановители золота до свободного металла // Геол. Вест. Центр. районов. России. 1999. № 3. С. 14–17.
6. Ясырев А.П. О золотоносности мезозойских желваковых фосфоритов Русской платформы // ДАН СССР. 1968. Т. 185. № 6. С. 1354–1357.
7. Altschuler Z.S. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites.

Pt.1. Characteristic abundances and enrichment // SEPM Spec. Publ. 1980. № 29. P. 19–30.

The study of element composition of Mesozoic Northern Africa phosphorites along with Recent Namibian shelf phosphorites demonstrates the common geochemical features especially concerning their microelements distribution and concentration.

Бережная Е.Д.¹, Дубинин А.В.¹, Сафин Т.Х.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, , e-mail:

evgeniya.berezhnaya@gmail.com, ²Российский химико-технологический университет имени Д. И. Менделеева, Москва)

Вариации содержаний элементов платиновой группы и золота в железомарганцевых корках Атлантического океана

Berezhnaya E.D.¹, Dubinin A.V.¹, Safin T.H.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²D. Mendeleev University of Chemical Technology of Russia, Moscow)

Variations of PGE and Au contents in ferromanganese crusts from Atlantic Ocean

Ключевые слова: железомарганцевые корки, генезис, ЭПГ, Au, ICP-MS

Определены содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в железомарганцевых корках южной части Атлантического океана. Образцы корок были отобраны в различных тектонических обстановках и проанализированы послонно. Наиболее значимые вариации наблюдаются для содержаний платины (47–570 нг/г). На основе данных анализа минерального и химического составов показано, что накопление платины в железомарганцевых корках происходит в результате гидрогенной поставки вещества и гальмиролиза подстилающих магматических пород.

Железомарганцевые гидрогенные корки (кобальтмарганцевые корки) широко распространены на поверхностях подводных гор и являются перспективным источником металлов в океане. Кобальт, титан, редкоземельные элементы, вольфрам, цирконий, торий, висмут и платина значительно обогащают эти отложения относительно пород земной коры. Накопление элементов с переменной валентностью в железомарганцевых корках и конкрециях связывают с процессом их окислительной сорбции на поверхности оксигидроксидов железа и марганца. Это подтверждено для кобальта ($\text{Co}^{2+} \rightarrow \text{Co}^{3+}$) [1], церия ($\text{Ce}^{3+} \rightarrow \text{Ce}^{4+}$) [2, 3], теллура ($\text{Te}^{4+} \rightarrow \text{Te}^{6+}$) [4] и таллия ($\text{Tl}^+ \rightarrow \text{Tl}^{3+}$) [5]. Предполагалось, что редокс-чувствительные элементы группы платины (ЭПГ) (Ru, Ir и Pt), накапливаясь в рудной части железомарганцевых образований, имеют схожий механизм поступления. Для платины окисление ($\text{Pt}^{2+} \rightarrow \text{Pt}^{4+}$) на $\delta\text{-MnO}_2$ подтверждено экспериментально [6, 7]. Проведенные исследования по геохимии ЭПГ в образцах конкреций Атлантического океана также указывают на этот механизм обогащения платиноидами [8, 9]. В данной работе представлены результаты по накоплению элементов платиновой группы в железомарганцевых корках из различных районов Атлантического океана с целью выявить механизм и основные источники поступления элементов

платиновой группы.

Железомарганцевые корки были отобраны в центральной долине Срединно-Атлантического хребта, на южном фланге Китового хребта, в зоне трансформных разломов Ангольской котловины, в Бразильской котловине и на поднятии Сьерра-Леоне. Для большинства корок использовался послойный пробоотбор. Химический состав образцов был определен методами атомной абсорбции и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Для определения содержаний ЭПГ и золота применялось предварительное концентрирование на анионите [10].

Состав корок характеризуется следующими содержаниями основных элементов: 9.0–18.9% Mn, 15.1–24.1% Fe, 0.8–2.6% Al, 0.3–0.5% P. Отношение Mn/Fe составляет 0.39 до 1.19. Содержания микроэлементов и благородных металлов значительно варьируют: 0.12–1.1% Co, 0.09–0.36% Ni, 0.02–0.13% Cu, 0.05–0.57 мкг/г Pt, 1.4–6.8 нг/г Ir, 5.4–21.5 нг/г Ru. Содержания палладия и золота меняются от ниже предела обнаружения до 1.8 и 0.8 нг/г соответственно. Исследуемые корки преимущественно относятся к гидрогенному типу, в образцах, отобранных вблизи Срединно-Атлантического хребта и у подножия Китового хребта присутствует примесь гидротермального материала.

Корреляционный анализ не выявил связи элементов платиновой группы с элементами макросостава и элементами-индикаторами с переменной валентностью (Co, Ni, Se, Tl). В изученных ранее конкрециях Атлантического океана из Капской, Ангольской и Бразильской котловин коэффициенты корреляции для пар Co-Pt и Se-Pt были достаточно высокие ($R^2 > 0.8$) [8]. Это указывало на то, что платина входит в рудную часть конкреций и накапливается путем окисления на оксигидроксидах железа и марганца. Железомарганцевые корки, в отличие от конкреций, не подвергаются влиянию диагенеза подстилающих осадков, и можно ожидать, что распределение Pt полностью повторяет распределение Co и Se. В проанализированных послойно корках содержание Mn, Co, Th и Se растет к поверхности, а содержания Ir и Pt – к нижнему слою. Причем нижний слой корок обогащен платиной почти в три раза относительно верхнего.

Обогащение платиной нижнего слоя железомарганцевых корок уже было отмечено и связывалось с наличием фазы карбонатфторapatита [11], с возрастом слоя и особенностями палеоусловий [12], с биологическими процессами [13]. Батуриным была предложена гипотеза экзогенной поставки платины в железомарганцевые корки, которые задерживают остаточный материал подводного выветривания, включая микронные частицы самородной платины [14]. Мы предполагаем, что на ранних этапах роста корок на их состав оказывало существенное влияние взаимодействие базальтов с морской водой. Вместе с платиной в нижнем слое корки повышены содержания Al, Li, Rb и Cs. Источниками этих металлов могли быть алюмосиликаты магматических пород. В результате гальмиролиза

базальтов в нижней части корок накапливались продукты выветривания. В процессе роста корки влияние этого процесса снижалось, и на более поздних этапах развития корки поступление вещества происходило в основном за счет гидрогенной поставки.

По результатам наших экспериментов с селективными вытяжками, более 90% Pt в составе железомарганцевых корок находится в окисленной форме и легко переходит в солянокислый раствор. Вероятно, в корках платина находится в степени окисления Pt(4+), и накапливается на поверхностях оксигидроксидов железа и марганца за счет окислительной сорбции [6]. Источником поступления платины в железомарганцевые корки является морская вода, в которой за счет взаимодействия с базальтами создаются локальные повышенные концентрации платины на ранних этапах роста корок.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00339.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murray J. W., Dillard J. G. The oxidation of cobalt (II) adsorbed on manganese dioxide // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. № 5. P. 781–787.
2. Goldberg ED, Koide M, Schmitt RA, and Smith RH. Rare earth distributions in the marine environments. // *Journal of Geophysical Research*. 1963. V. 68. P. 4209–4217.
3. Takahashi Y, Shimizu H, Usui A, Kagi H, and Nomura M. Direct observation of tetravalent cerium in ferromanganese nodules and crusts by X-ray absorption near-edge structure (XANES). // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 2929–2935.
4. Hein JR, Koschinsky A, and Halliday AN. Global occurrence of tellurium-rich ferromanganese crusts and a model for the enrichment of tellurium // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. P. 1117–1127.
5. Bidoglio G, Gibson PN, O’Gorman M, and Roberts KJ. X-ray absorption spectroscopy investigation of surface redox transformations of thallium and chromium on colloidal mineral oxides. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P.2389–2394.
6. Koschinsky A, Audroing J, and Hein JR. The enrichment of platinum and the fractionation of Pt from Pd in marine ferromanganese crusts // *Extended Abstracts and Proceedings, 10th International Platinum Symposium, August 2005*. P. 429–432.
7. Maeno M. Y., Ohashi H., Yonezu K., Miyazaki A., Okaue Y., Watanabe K. Yokoyama T. 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. Бережная Е.Д., Дубинин А.В., Семилова Л.С. Благородные металлы в

железомарганцевых конкрециях Атлантического океана // Материалы международной V научно-практической конференции «Морские исследования и образование» 2016. С. 311–314.

9. Berezhnaya E., Dubinin A.V. Platinum group elements and Au in the surface and buried nodules from Brazil Basin // *Mineralogical Magazine*. 2017. (in press).

10. Berezhnaya E.D., Dubinin A.V. Determination of platinum-group elements and gold in ferromanganese nodule reference samples // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2017. V. 41. № 1. P. 137–145.

11. Hein J.R., McIntyre B., Koschinsky A. The global enrichment of platinum group elements in marine ferromanganese crusts // *Extended Abstracts, 10th International Platinum Symposium* (eds), Tormanen and Alapieti, August 2005, Oulu, Finland, P. 98–101.

12. Usui A., Someya M. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // *Geological Society, London, Special Publications*. 1997. V. 119. № 1. P. 177–198.

13. Wen X, De Carlo EH, and Li YH Interelement relationships in ferromanganese crusts from the central Pacific Ocean: Their implications for crust genesis // *Marine Geology*. 1997. V. 136. P. 277–297.

14. 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.

Platinum group elements and gold concentrations of ferromanganese crusts from the southern Atlantic Ocean have been determined. Ferromanganese crusts were recovered from various tectonic settings and layered picked. Platinum content is highly variable among individual samples (47–570 ng/g). Chemical and mineral analysis revealed that platinum accumulation resulted from galmyrolysis of igneous rocks and hydrogenous matter delivery.

Блохин М.Г., Михайлик П.Е., Еловский Е.В., Зарубина Н.В., Остапенко Д.С.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: blokhin@fegi.ru)

**Генезис баритов впадины Дерюгина (Охотское море)
Blokhin M.G., Mikhailik P.E., Elovskiy E.V., Zarubina N.V.,
Ostapenko D.S.**

(Far East Geological Institute of FEB RAS, Vladivostok)

Genesis of the barites of the Deryugin depression (Sea of Okhotsk)

Ключевые слова: бариты, редкоземельные элементы, аналитическая химия элементов, глубоководные котловины, окраинные моря.

Полученные данные по распределению РЗЭ в гидротермальной баритовой минерализации (подводного вулкана Пийпа) имеет резкое отличие от баритовой минерализации котловины Дерюгина. Это позволяет нам сделать вывод, что формирование баритов котловины Дерюгина осуществлялось в отсутствии влияния гидротермальной компоненты. Источником редких земель для них служит морская вода, а установленный состав РЗЭ, по-видимому, отвечает составу РЗЭ холодных сипов.

Баритовая минерализация была обнаружена во впадине Дерюгина в Охотском море в 1981 г. во время 15-го рейса НИС «Калисто». Дальнейшее изучение этого района в последующих рейсах, описание условий драгирования и типов обнаруженной баритовой минерализации подробно приведено в монографии Н.В. Астаховой [1]. На сегодняшний день существует дискуссия о генезисе баритов впадины Дерюгина, геологическое строение которой указывает как на возможное их гидротермальное происхождение [2], так и на образование баритов в результате холодных флюидных эманаций [3]. Последняя версия подтверждается многолетними исследованиями, выполненные в частности с помощью телеуправляемого необитаемого подводного аппарата, которые не выявили аномалий, указывающих на развитие гидротермальной активности в данном регионе [4–7].

Наиболее многочисленной и разнообразной по химическим свойствам является группа редкоземельных элементов и иттрия (REY), которая заслуживает отдельного рассмотрения. REY являются чуткими индикаторами физико-химических условий формирования пород. Поэтому данные по содержанию и распределению REY важны для определения их генезиса. В настоящее время нет данных по распределению REY в баритах котловины Дерюгина. Это связано с аналитическими трудностями определения истинных концентраций некоторых редких земель, которые

связаны с интерференцией полииона бария. В результате происходит завышение содержания REY, в частности европия, что в свою очередь может повлечь ошибочные суждения о генезисе. Данная работа направлена на определение генезиса баритовой минерализации котловины Дерюгина по данным распределения REY.

Материалом для работы послужили образцы, поднятые в котловине Дерюгина (Охотское море) в 54-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2011 г., а также на подводном вулкане Пийпа (Берингово море) в 75-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2016 г. Охотоморские образования представлены хрупкими массивными образцами белого цвета, Берингоморские образования были отобраны из внутренней стенки выводящего канала активной гидротермальной постройки. По данным порошковой микродифракции обе разности сложены чистым баритом.

Основной проблемой, которую необходимо было решить для точного определения REY и, особенно Eu, с применением метода ИСП-МС, было устранение влияния повышенных концентраций Ва в анализируемых растворах. Нами было принято решение пойти двумя путями в решении этого вопроса:

1. Провести полное разложение образцов баритов сплавлением 50 мг пробы со 150 мг метабората лития, без отделения Ва из растворов, с последующим определением ИСП-МС с использованием аппаратных средств прибора Agilent 7700x (столкновительная ячейка для устранения интерференций, наполняемая гелием) и, при необходимости, математической коррекцией получаемых результатов [8].

2. Разложить образцы с последующим отделением Ва в виде его сульфата для снижения влияния этого элемента.

Корректность получаемых результатов после математической обработки данных было решено сопоставить со значениями, получаемыми после проведения анализа по 2 схеме. Суть методики заключалась в максимально возможном удалении из раствора бария, в виде его сульфата. Основным преимуществом данной методики было многократное снижение соотношения Ва/Eu в растворе, а также невысокий фактор разбавления 150, что повышало концентрацию определяемых элементов. В тоже время процесс осаждения бария мог привести к занижению получаемых результатов в связи с сорбцией аналита на осадке. Возможность сорбции REY была проверена по методике «введено-найдено». Было установлено, что при выбранных условиях (рН, температура, скорость реакции) сорбции не происходит и методика может быть применена для количественного определения REY, хотя она и является достаточно трудоемкой и увеличивает общее время анализа.

Таблица. Сравнительный микроэлементный состав (г/т) баритов впадины Дерюгина (Охотское море)* и района подводного вулкана Пийпа (Беренгово море)**

Элемент	Lv54-7-4/4*	Lv-54-35*	Lv54-7-4/2*	Lv-75-15/4**
As	0.722	0.747	1.026	1118.377
Y	1.720	1.770	1.320	1.092
Mo	0.579	0.340	0.905	33.130
Ag	1.975	0.681	0.556	1274.891
Cd	0.043	0.014	0.104	8.652
La	0.574	0.626	0.163	0.190
Ce	0.809	0.417	0.090	0.741
Pr	0.097	0.069	0.011	0.191
Nd	0.359	0.279	0.035	1.369
Sm	0.072	0.067	0.010	0.551
Eu	0.003	0.008	0.001	1.910
Gd	0.091	0.093	0.012	0.535
Tb	0.020	0.019	0.003	0.058
Dy	0.093	0.084	0.013	0.233
Ho	0.020	0.017	0.003	0.031
Er	0.063	0.053	0.008	0.053
Tm	0.011	0.010	0.002	0.004
Yb	0.063	0.056	0.010	0.020
Lu	0.012	0.011	0.002	0.003
Th	0.002	0.002	0.005	0.006
U	0.317	0.165	0.390	48.261

Полученные данные по содержанию REY и других микроэлементов в баритах котловины Дерюгина и подводного вулкана Пийпа представлены в таблице, из которой видно, что бариты этих двух районов по содержанию REY и некоторых других микроэлементов отличаются. Бариты подводного вулкана Пийпа характеризуются более высоким содержанием As, Ag и U, элементами, которые имеют повышенные концентрации в гидротермальных образованиях. Условия геологического залегания (подводный вулкан), место отбора проб (внутренняя стенка активной гидротермальной постройки) и данным химического анализа указывают на гидротермальный генезис баритов подводного вулкана Пийпа. Приведенное на рисунке распределение хондрит-нормализованных REY в этих образованиях отражает фракционирование редких земель в условиях задугового гидротермального процесса баритообразования.

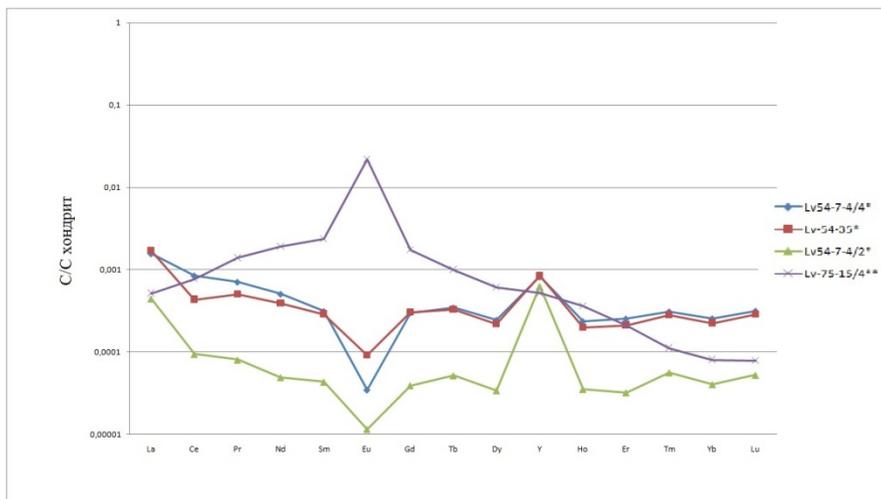


Рисунок. Распределение хондрит (по Taylor и McLennan, 1985) нормализованных РЗЭ и Y в баритах

Таким образом, данные по распределению REY в гидротермальной баритовой минерализации имеют резкое отличие от баритовой минерализации котловины Дерюгина, полученные нами ранее [9]. Это позволяет сделать вывод, что формирование баритов котловины Дерюгина осуществлялось в отсутствии влияния гидротермальной компоненты. Источником редких земель для них служит морская вода, а такой состав REY, по-видимому, отвечает составу REY холодных сипов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00194 мол_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахова Н.В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 242 с.
2. Ахманов Г.Г., Егорова И.П., Михайлик П.Е., Гревцев В.А., Наумкина М.И., Семенова Г.М. К генезису травертиноподобных баритов впадины Дерюгина (Охотское море) // Отечественная геология, 2015. № 1. С. 82–88.
3. Деркачев А.Н., Обжиров А.И., Борман Г. и др. Аутигенное минералообразование на участках проявления холодных газово-флюидных эманаций на дне Охотского моря // Условия формирования донных осадков и связанных с ними с ними полезных ископаемых. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 47–60.
4. Dullo W.-Chr., Biebow N., Georgetleit K. SO178-KOMEX Cruise Report. 2004. 125 p.

5. Cruise Report. RV Akademik M.A.Lavrentyev Cruise 27. German-russian expedition for geological/geophysical Okhotsk Sea research. Nurnberg D., Baranov B.V., Karp B.Ya. (edit.) // GEOMAR Report. 1997. 60. 150 p.
6. Cruise Report. RV Akademik M.A.Lavrentyev Cruise 27. German-russian expedition for geological/geophysical Okhotsk Sea research. Nurnberg D., Baranov B.V., Karp B.Ya. (edit.) // GEOMAR Report. 1997. 60. 150 p.
7. Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky. Cruise 22, RV Akademik Lavrentiev Cruise 28 Biebow N., Hutten E. (edit.) // GEOMAR Report 82, Kiel. 1999. 188 p.
8. Еловский Е.В. Математическое устранение спектральных помех при прямом определении редкоземельных элементов в природных водах методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Масс-спектрометрия. 2015. Т. 12. № 2. С. 107–116.
9. Блохин М.Г., Михайлик П.Е., Еловский Е.В. и др. Первые данные об уровнях содержания редкоземельных элементов в баритах впадины Дерюгина (Охотское море) // Материалы 5-ой международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU – 2016», 18–21 октября 2016 г., Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва. С. 277–281.

The obtained data on the distribution of REE in hydrothermal barite mineralization (the underwater volcano Piipa) has a sharp difference from the barite mineralization of the Deryugin depression. This allows us to conclude that the formation of the barites of the Deryugin depression was carried out in the absence of the influence of the hydrothermal component. The source of rare earths is seawater, and the determined composition of the REE, apparently, corresponds to the composition of REE cold sipes.

Брой Н.В.

(ФГБУК «Музей Мирового океана», Калининград, e-mail: natyartseva@gmail.com)

Концепция экспозиционного раздела «Лаборатория Земли» Музейного центра «Планета океан»

Broy N.V.

(Museum of the World Ocean, Kaliningrad)

The concept of the exposition section "Laboratory of the Earth" of "The Planet Ocean" museum centre

Ключевые слова: Мировой океан, Музей Мирового океана, морская геология, экспозиция, проектирование

Целью создания экспозиционного раздела «Лаборатория Земли» музейного центра «Планета океан» является создание представления о глобальных процессах, происходящих на нашей Планете и в Мировом океане. Главной задачей экспозиции является формирование представления об океане не только как о глубоких впадинах, заполненных соленой водой, но и как об особой геологической структуре. В экспозиции будут рассмотрены темы, раскрывающие современные представления о геологии Мирового океана.

Посетитель попадает в лабораторию Земли через Большой Взрыв, Млечный путь и Метеоритный дождь. Метеориты почти в неизменном виде сохранили черты первого твердого вещества нашей Солнечной системы. Их состав и структура отражают процессы, происходившие в Солнечной системе 4,5 млрд. лет назад, когда сформировалась планета Земля. После знакомства с различными типами метеоритов в Лаборатории Космоса посетитель перемещается в Лабораторию Земли, где ему предстоит узнать о происхождении Земли, особенностях строения ее оболочек, появлении океана и его особенностях.

Лаборатория Земли также, как и лаборатория Космоса, располагается на ходовом мостике корабля Планета океан. Лаборатория посвящена изучению твердой оболочки Земли. – литосферы, состоящей из земной коры и верхней части мантии. Объект изучения представляет собой довольно тонкую твердую оболочку планеты, которая находится в тесном взаимодействии с другими сферами.

С поверхности Земли можно наблюдать атмосферные и космические явления, опуститься в заполненные водой глубоководные впадины океана, увидеть живых обитателей, отобрать пробы донных осадков, чтобы проследить климатические изменения, поэтому лаборатория располагается на ходовом мостике, откуда ведется управление судном и проводятся наблюдения.

Современный океан занимает почти 2/3 поверхности Земли и вся эта поверхность несет следы эндогенных процессов или является ареной для их

проявления[1]. Геология океанов существенно отличается от геологии континентов и изучение литосферы планеты необходимо с борта научного судна.

Изучение геологии Океана необходимо с целью получения новых данных о строении планеты и глобальных процессах, прогнозирования опасных природных явлений, получения сведений о запасах полезных ископаемых.

Цель экспозиции – дать представление о глобальных процессах, происходящих на нашей Планете и в Мировом океане.

Задачи:

- повышение уровня научной компетенции людей;
- получение знаний о глобальных процессах и взаимодействиях;
- формирование у посетителей представления о взаимосвязи Человека и Космоса через познание истории формирования Земли как планеты и зарождения жизни на ней.
- получение впечатлений;
- создание представления об океане не только как об огромных глубоких впадинах, заполненных соленой водой, но и как об особой геологической структуре;
- создание представления об особенностях строения океанского дна;
- формирование представления о тектонических процессах на дне океана и их роли в формировании облика планеты Земля и о взаимосвязях с опасными природными явлениями;
- создание представления об истории Земли и основных методах реконструкций палеогеографических и палеоклиматических обстановок при изучении горных пород морского осадочного происхождения и донных осадков современного океана.

В экспозиции будут рассмотрены темы, посвященные внутреннему строению Земли, различиям в строении континентальной и океанической земной коры, теории движения литосферных плит, геоморфологии океанского дна, разнообразию минеральных ресурсов океана, процессам магматизма и вулканизма, осадкообразования, взаимосвязи геологических процессов и климата, реконструкциям палеогеографических обстановок.

Посетитель сможет увидеть, как выглядела Земля в прошлом до появления океана, увидеть внутреннее строение Земли на глобусе, с помощью интерактивных объектов понять как происходят сложные тектонические процессы – спрединг и субдукция, формирование горячих точек; почувствовать себя морским геологом, расшифровывающим каменную летопись, представить как планктонные организмы формируют донные осадки, увидеть геологические образцы поднятые с большой глубины, узнать о видах полезных ископаемых океана и перспективах их добычи, увидеть яркие минералы морского происхождения.

В экспозиции будет 4 основных тематических блока:

Тема 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ОКЕАНА

В этой теме планируется рассказ о ранних стадиях развития Земли до появления океана, внутреннем строении Земли, строении литосферы и движениях плит, о зарождении и стадиях формирования нового океана, а также знакомство с палеоокеанами, которые появлялись, существовали и исчезали в ходе геологической истории Земли.

Тема 2. СОВРЕМЕННЫЙ ОКЕАН

Тема предполагает знакомство с особенностями геологического строения дна океана, тектоническими процессами, их роли в формировании облика Земли и взаимосвязи с опасными природными явлениями. У посетителя постепенно формируется целостная картина круговорота вещества и энергии. Наблюдая процесс спрединга в районе срединно-океанического хребта, где зарождается новая океаническая кора и процесс субдукции, где океаническая кора погружается в мантийный расплав, у посетителя формируется представление о плитной тектонике, возрасте дна океана, формировании рельефа дна, причинах возникновения гидротермальных полей, горячих точек, землетрясений, извержений вулканов.

Знакомство с процессом осадконакопления дает понять, как информацию из седиментационных колонок можно использовать для реконструкции условий среды в момент отложения материала, позволяет лучше понять современный мир и процессы, происходящие в нем для надежных прогнозов на будущее.

Океан – это не только источник ценной информации о строении и прошлом Земли, но это еще и источник полезных ископаемых, которые человек уже использует, проводит разведочные работы и активно изучает процессы формирования и условия залегания новых видов ресурсов.

Тема 3. МИНЕРАЛЬНАЯ КАЮТА

В данном разделе будут показаны геологические образцы, характеризующие геологическое строение дна Мирового океана и образцы донных осадков, горные породы палеоокеанов, представляющие собой реликты океанической коры на суше и яркие минералы и горные породы, происхождение которых связано с накоплением и трансформацией морских осадков морей и океанов далекого прошлого.

В коллекции музея представлены базальты, пиллоу-лавы и габброиды, слагающие срединно-океанические хребты, глубоководные впадины и абиссальные равнины; граниты-риолиты шельфовой зоны океана и ледово-айсбергового разноса; осадочные и метаморфические породы дна океана и побережья; вулканогенные породы островов и побережья Мирового океана; большое количество железомарганцевых конкреций и корок; фосфориты, фрагменты сульфидных построек черных и белых курильщиков, распространенных в гидротермальных зонах срединно-океанических хребтов; образцы со дна и побережья Балтийского моря; янтари различных

регионов мира. Комплектование геологической коллекции Музея Мирового океана связано с поиском и представлением многообразия горных пород и минералов континентальных месторождений, своим происхождением обязанных древнему океану [2].

Тема 4. НА ЧТО Я МОГУ НАДЕЯТЬСЯ

Данный раздел будет посвящен новейшим научным данным и актуальным вопросам в области научных исследований.

Таким образом, в экспозиции будут рассмотрены темы, раскрывающие современные представления о геологии Мирового океана и глобальных процессах, происходящих на нашей планете Земля, важности изучения геологии океана и перспективах освоения минеральных ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. «Витязь» – флагман науки. Учебное пособие. Отв. Ред. В.Л. Стрюк, Калининград, 2000. 231 с.
2. Морское собрание. Каталог лучших музейных предметов Музея Мирового океана / ред. Л.В. Зубина, И.Н. Бойкина; ФГБУК Музей Мирового океана, 2015. Калининград. 200 с

The purpose of the exposition section “Laboratory of the Earth” of The Planet Ocean museum centre is to shape a vision of the global processes taking place on the Planet and in the World Ocean. The main goal of the exposition is to shape a vision of the ocean both as deep trenches filled with salt water and unique geologic structure. The exposition will present topics devoted to modern ideas and concepts about geology of the World Ocean.

Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: glazyrin@ymg.ru)

К структуре геохимического поля подводного грязевого вулкана

Glazyrin E.A.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

To the structure of the geochemical field of an underwater mud volcano

Ключевые слова: грязевой вулкан, структура аномального геохимического поля

Показано, что подводный грязевой вулканизм формирует структурированные аномальные геохимические поля, проявленные в донных отложениях и в подводных каналах.

Грязевой вулканизм играет значительную роль в структурообразовании и осадконакоплении определенных геодинамических обстановок и этапов развития седиментационных бассейнов [1–5 и др.]. Вместе с тем влияние грязевых вулканов на геохимическое поле, его структурообразование изучено слабо. В частности, отмечается повышенное содержание Ba, Na, K, B, Sr, Cs, I, As, Rb, Sb и РЗЭ в водах грязевых вулканов [5], B, Hg, As, Li в сопочном иле [4, 6].

О проявлении выраженного аномального геохимического поля у грязевулканических структур свидетельствуют многолетние данные опробования донных отложений в пределах подводных грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области. Содержания Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, As, Cd, Hg, нефтепродуктов (НП), фенолов, полиароматических углеводородов (ПАУ) в практике мониторинга состояния недр рассматриваются как геохимические индикаторы грязевого вулканизма. Так при извержениях подводных грязевых вулканов Темрюкский и Голубицкий (Темрюкский залив Азовского моря) в грязевулканических отложениях устанавливаются аномалии ряда химических компонентов. Концентрации химических компонентов в отложениях достигают: НП - 6994 мг/кг; фенолы – 1,87 мг/кг; ПАУ – 686,7 нг/г (в том числе: бенз(а)пирен – 62,1; флуорантен – 188,9; хризен – 442,1; дибензантрацен – 40,2); Fe – 5,5 %; Mn – 5435 мг/кг; Cu – 50 мг/кг; Ni – 73 мг/кг; Co – 29 мг/кг; Zn – 125 мг/кг; Pb – 29 мг/кг; Cd – 2,0 мг/кг; Hg – 0,31 мг/кг; As – 11,7 мг/кг. В периоды покоя подводных грязевых вулканов аномальные концентрации через 1–2 года заметно снижаются до слабо аномальных и надфоновых за счет перераспределения волновой деятельностью и донными течениями на большую площадь и, соответственно, рассеяния. Аномальные концентрации в поле рассеяния могут прослеживаются на расстояние в несколько километров.

Распределение химических компонентов на площади грязевулканической структуры изучено на примере подводного грязевого вулкана Темрюкский по данным опробования донных отложений по 11 станциям в июле 2013 г. По данным мониторинга его активизация произошла между летними периодами 2012 и 2013 гг. Строение Темрюкского грязевого вулкана представлено ранее [7].

В 2013 г. аномальных концентраций в донных отложениях достигли практически все анализируемые химические компоненты. Их коэффициенты концентрации относительно фона составили: НП – 96.5; фенолы – 47.5; ПАУ – $n \times 10$; As – 12.0; Cd – 2.3; Pb – 2.2; Hg – 1.9; Fe – 1.9; Cu – 1.8; Ni – 1.7; Co – 1.7; Mn – 1.6; Zn – 1.3. Вариации составили: НП – 83.0–6994.0 мг/кг; фенолы – 0.02–0.95 мг/кг; ПАУ – 39.9–686.7 нг/г (флуорантен – 10.8–188.9; хризен – 15.0–442.1; бенз(а)пирен – 8.5–22.6; дибензантрацен – 2.0–40.2); Fe – 2.0–4.8%; Mn – 270.0–607.0 мг/кг; Zn – 45.0–98.0 мг/кг; Cu – 15.0–42.0 мг/кг; Pb – 18.0–29.0 мг/кг; Ni – 34.0–61.0 мг/кг; Cd – 0.8–1.6 мг/кг; Co – 12.0–20.0 мг/кг; Hg – 0.021–0.057 мг/кг; As – 1.6–4.8 мг/кг; Cu/Ni – 0.4–0.7.

Распределение химических компонентов на Темрюкском участке носит выраженный зональный характер (рис. 1). Максимальными и наиболее контрастно изменяющимися концентрациями в донных отложениях обладают НП, фенолы, ПАУ, а также As, Cd, Pb и Hg. Концентрации остальных компонентов (Fe, Cu, Ni, Co, Mn, Zn) менее контрастны, их максимумы связаны преимущественно с выносом на морское дно из геологического разреза геохимически специализированных отложений майкопской серии и вторичными концентрациями на геохимических барьерах.

В структуре аномального геохимического поля участка выделяется три зоны: центральная (ядерная), транзита (переходная) и вторичного накопления (периферическая) (рис. 2).

Центральная зона обладает максимальными аномальными содержаниями почти всех анализируемых компонентов, в первую очередь углеводородного ряда (НП, фенолы, ПАУ), повышенным (эндогенным) медно-никелевым соотношением (Cu/Ni до 0.7). В донных отложениях отмечается повышение щелочности (рН до 7.7). Центральная зона отвечает грязевулканической литодинамической обстановке (рис. 1), где происходит флюидно-газовая разгрузка и поставка на морское дно грязевулканических отложений.

Зона транзита характеризуется снижением аномальных содержаний компонентов, вплоть до фоновых для элементов с низкими коэффициентами концентрации (Cu, Hg, Fe, Mn, Zn, Ni). Зона транзита окружает центральную зону и отвечает полого-наклонной поверхности морского дна, окружающей грязевулканическую структуру. Она соответствует аккумулятивно-абразионной литодинамической обстановке, где

преобладают процессы размыва и транзита донных отложений.

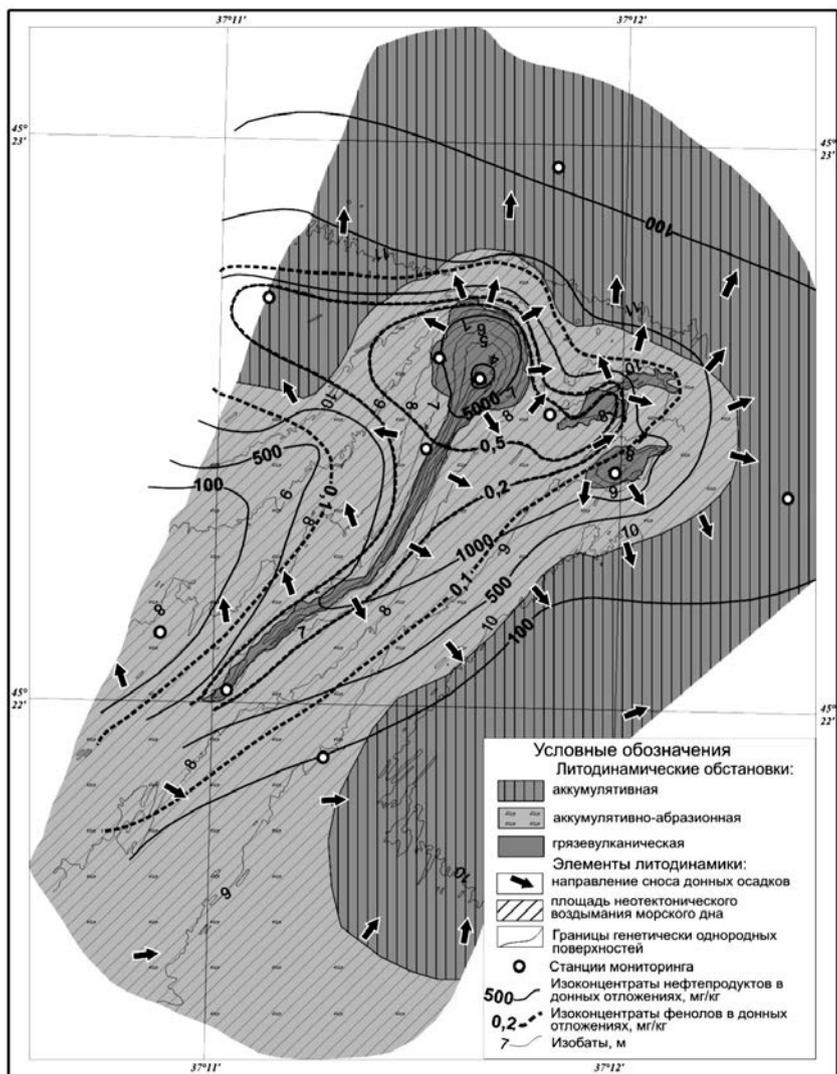


Рисунок 1. Распределение нефтепродуктов и фенолов на Темрюкском грязувулканическом участке.

Зона вторичного накопления окружает с периферии зону транзита. Она соотносится с аккумулятивной литодинамической обстановкой и приурочена к субгоризонтальным понижениям морского дна, где

накапливаются преимущественно пелитовые ундафлювиальные и нефелоидные осадки, обогащенные органическим веществом. Эта зона обладает минимальными значениями Eh и выступает как область комплексного геохимического барьера за счет одновременной реализации сорбционного (сорбция глинистым, органическим и сульфидным веществом) и восстановительного (сероводородного) барьеров. Здесь продолжается снижение компонентов нефтяного ряда (НП, фенолы, ПАУ), Hg, Cd, Cu/Ni отношения, а на геохимическом барьере формируются вторичные слабые аномалии свойственных ему химических элементов (As, Pb, Cu, Co, Ni, Fe).

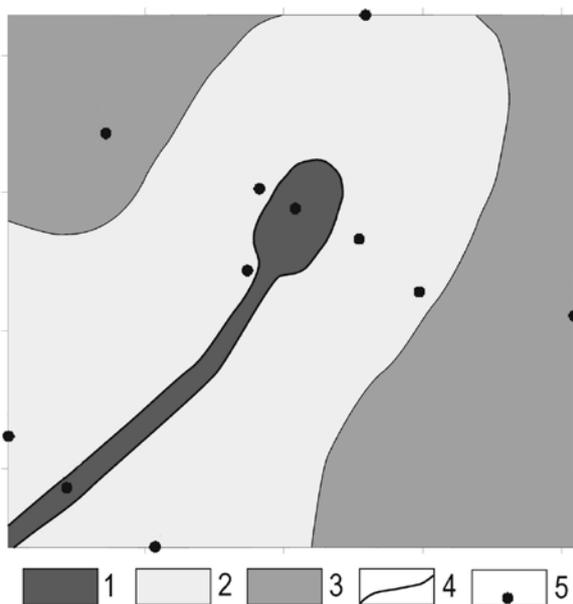


Рисунок 2. Структура аномального геохимического поля участка Темрюкский: 1 – центральная (ядерная) зона; 2 – транзитная (переходная) зона; 3 – зона вторичного накопления (периферическая); 4 – границы зон; 5 – станции пробоотбора.

На основе факторного анализа отобранных проб для центральной зоны характерен следующий геохимический спектр: фенолы (коэффициент корреляции 0.90), ПАУ (0.88), НП (0.86), Pb (0.48), As (0.39), Cd (0.38), Eh (0.33), Ni (0.20), Cu (0.18), Zn (0.15), Hg (0.14), Mn (-0.29). Для зоны вторичного накопления устанавливается иной геохимический спектр: As (0.51), Ni (0.40), Pb (0.26), Fe (0.18), Cu (0.16), Co (0.14), Hg (-0.52), Cd (-0.41), Cu/Ni (-0.30), ПАУ (-0.27), Zn (-0.18).

Аномальные концентрации индикаторных химических компонентов устанавливаются в подводных каналах грязевулканических структур. Опробование некков, даек и силлов потухших грязевых вулканов в обнажающемся в береговых обрывах палеоген-неогенового разреза Таманского полуострова показало, что концентрации здесь достигают (мг/кг): НП – 6000; фенолов – 42.24; Со – 38; Ni – 129; Mn – 32591; Cu – 41; Zn – 114; Pb – 29; Cd – 1.6; Hg – 0.031; ПАУ – 547.9 нг/г. Присутствуют прожилки самородной серы.

Таким образом, данные опробования свидетельствуют, что грязевулканическая деятельность формирует структурированные аномальные геохимические поля.

В работе использованы геологические материалы, полученные в результате выполнения государственных контрактов № 42/01/60-9, 35/01/60-11, 01/20/60-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахманов Г.Г., Лимонов А.Ф. Грязевулканические отложения: генетические признаки и роль в осадконакоплении // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 5. С. 22–28.
2. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
3. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.
4. Шнюков Е.Ф. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
5. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Rev. Geophys. 2002. V. 40(2) P. 1005. doi: 10.1029/2000RG000093.
6. Федоров Ю.В., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Систематика элементов-примесей в продуктах извержений ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской области (по данным ICP-MS) // Литосфера. 2011. № 5. С. 117–123.
7. Глазырин Е.А. Модель строения подводного грязевого вулкана банки Темрюкской (Азовское море) по геофизическим данным // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2013. С. 56–59.

It is shown that underwater mud volcanism forms structured anomalous geochemical fields in bottom sediments and in the supply channels.

Дубинин А.В.¹, Кузнецов А.Б.², Римская-Корсакова М.Н.¹, Сафин Т.Х.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: dubinin@ocean.ru;

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Изотопы неодима и стронция в эмали зубов и железомарганцевых конкрециях Капской котловины: определение возраста и источников вещества

Dubinin A.V.¹, Kuznetsov A.B.², Rimskaya-Korsakova M.N.¹, Safin T.X.¹

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Sankt-Petersburg)

Isotopes of neodymium and strontium in enamel of teeth and ferromanganese nodules of the Cape basin: determination of age and sources of matter

Ключевые слова: Стронциевая изотопная хемотратиграфия, изотопы неодима, железомарганцевые конкреции, зубы, Капская котловина

Получены данные по изотопному составу стронция и неодима в эмали зубов и железомарганцевых оксигидроксидах в конкрециях Капской котловины Атлантического океана. Показана однородность изотопного состава стронция в эмали зубов и неоднородность изотопного состава неодима.

Изотопный состав стронция в океане постоянен во всем его объеме в настоящее время, но изменялся в геологическом прошлом. Способность морских карбонатов, фосфатов и других аутигенных минералов сохранять изотопный состав стронция во время формирования океанических осадков позволяет проводить корреляцию стратиграфических разрезов [1, 2]. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в эмали зубов морских рыб может служить средством определения возраста отложений, лишенных остатков нанофоссилий [3].

Если стронций поступает в апатит зубов во время жизни животных, то накопление редкоземельных элементов, к которым относится неодим, происходит на дне после смерти животного или потери зуба. Источником неодима служит придонная или поровая морская вода [3, 4]. Содержание редкоземельных элементов возрастает с увеличением времени пребывания костного детрита на дне, с уменьшением крупности остатков и увеличением их пористости. Изотопы неодима используются для определения водных масс и океанской циркуляции в прошлом.

Цель данной работы заключалась в использовании метода стронциевой изотопной стратиграфии для определения возраста и скорости роста конкреций Капской котловины, ядрами которых служили зубы хищных рыб. Поскольку стронций оксигидроксидной оболочки конкреций не

сохраняет исходный изотопный состав, то основная задача настоящего исследования включала разработку методов количественного удаления оксигидроксидов железа и марганца с поверхности эмали зубов для предотвращения контаминации стронцием современной морской воды последних. В отличие от стронция, неодим в эмали зубов и оксигидроксидов отражает изотопный состав океанской воды в момент их формирования, но может быть изменен процессами диагенеза осадков.

Материалом для работы служили две биоморфные железомарганцевые конкреции Капской котловины (станция 2188, координаты траления: начало 33°39.65' ю.ш. и 2°31.37' в.д., глубина 4631 – конец 33°41.26' ю.ш. и 2°31.49' в.д., глубина 4703). Конкреции отобраны в экспедиции НИС «Академик Иоффе» в 2009 году у южного подножия Китового хребта биологическим тралом Сигсби. Ядрами конкреций служили зубы рыб размером 34.7×30.3×6.2 мм (обр. 2188/4) и 40.2×26.5×9.5 мм (обр. 2188/5). Толщина оксигидроксидных слоев была больше у основания зубов и достигала 14.3 мм, в средней и верхней части зуба она обычно не превышала 2 мм. В конкреции 2188/4 пробы оксигидроксидов Fe и Mn отбирали внутри зуба (обр. 2188/4-5), в верхней внешней части зуба (обр. 2188/4-6) и нижней части зуба (обр. 2188/4-7). В конкреции 2188/5 были отобраны оксигидроксиды с внешней верхней части зуба (обр. 2188/5-1) и из внутренней части зуба (обр. 2188/5-2). С целью определить вариации изотопного состава стронция и неодима внутри зубов, освобожденные от оксигидроксидных оболочек зубы были распилены на 4 части каждый параллельно основанию.

Для удаления оксигидроксидов Fe и Mn образцы зубной эмали были подвергнуты механической очистке в ультразвуковой бане и обработке дитионитом натрия в присутствии цитрата натрия. Степень очистки контролировалась анализом химического состава. Навеску фрагмента эмали зуба растворяли в 3M HNO₃ в течение 8 часов. Раствор разбавляли до концентрации 5% HNO₃ и с внутренними стандартами In и Re использовали для анализа методом ИСП МС. Пробы образцов железомарганцевых конкреций обрабатывали смесью азотной, хлорной, фтористоводородной и соляной кислот во фторопластовых бюксах Savillex в течении 8 часов при температуре 93–95°C. После пробы переводили в 5% раствор HNO₃ и с внутренними стандартами (In и Re) анализировали методом ИСП МС. Содержание Al, Fe, Mn и Ca в конкрециях определяли методом пламенной атомно-абсорбционной спектроскопии. Фосфор определяли спектрофотометрически по интенсивности окраски синего фосфоромолибденурьмяного комплекса.

Изотопный состав Sr и Nd был изучен в 4–5-ти фрагментах зубов (обр. 2188/4 и 2188/5) и трех фрагментах оксигидроксидов железа и марганца (обр. 2188/4). Растертые образцы (30 мг) апатита зубной эмали и оксигидроксидов разлагались в смеси концентрированных HF+HCl+HNO₃

кислот при температуре 110°C. Выделение химических элементов проводилось ионообменным способом последовательно: Sr с катионитом Dowex, а Sm и Nd – LN-C50-A. Изотопный состав Sr и Nd в образцах измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах принималась равной $\pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.01\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$.

Эффективность очистки проб эмали зубов оценивалась по содержанию остаточного железа, которое составило в среднем для 9 проб 530 ± 86 мкг/г. При соотношении Sr/Fe в оксигидроксидах (5 проб) 0.0068, ошибка в определении величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составит менее 0.000002, что меньше ошибки анализа более чем в три раза. Содержание алюминия в пробах зубов менялось от 10 до 35 мкг/г для образца эмали зуба 2188/4 и от 24 до 127 мкг/г для образца эмали зуба 2188/5. Влияние литогенного материала на изотопный состав стронция будет еще меньше, так как литогенный материал содержит меньше стронция (117 мкг/г по нашим данным для глинистых отложений станции 2188), чем конкреции (738-850 мкг/г).

Изотопный состав стронция в 5 фрагментах зубной эмали (обр. 2188/5) был гомогенным и составил в среднем 0.708965 ± 0.000010 . Образцы 2188/5-4а и б представляли одну и ту же часть зуба, но несколько различались по цвету и содержанию Al, Mn и Fe, но не отличались по изотопному составу стронция (0.708977 и 0.708951). Согласно стронциевой изотопной стратиграфии возраст эмали зуба составил 6.6 ± 0.3 млн лет. Изотопный состав Sr эмали образца 2188/4 также не различался для всех 4 фрагментов и составил (0.709031 ± 0.000007), что соответствует возрасту 5.2 ± 0.2 млн лет (рис.).

Наиболее массивные железомарганцевые корки у основания зуба 2188/4 имели такой же изотопный состав, как и зубная эмаль и, следовательно, тот же возраст (рис.). Оксигидроксиды железа и марганца, отобранные внутри зуба и на его верхней поверхности у вершины, имели изотопный состав Sr, близкий к современной морской воде (рис.). Он свидетельствует о том, что оксигидроксиды либо более молодые образования, либо изотопный состав стронция в них формировался при обмене с современной придонной водой.

Несмотря на то, что обе конкреции драгированы на одной станции, изотопный состав неодима заметно различается не только между двумя образцами зубов, но и между отдельными их частями в образце 2188/4. Величина ϵ_{Nd} в среднем для 5 фрагментов зуба 2188/5 составила -8.7 ± 0.1 , что несколько больше величины ϵ_{Nd} в придонной воде Капской котловины в настоящее время ($-10 - -11$). Изотопный состав неодима в отдельных частях образца 2188/4 различается и понижается от основания зуба к его вершине от -5.2 до -6.9 . Реконструкции изменения величины ϵ_{Nd} в придонной воде Капской котловине за 10 млн. лет показали вариации в пределах от -9 до -11 [5]. Обогащение внутренних частей зуба радиогенным Nd может быть связано с влиянием поровых вод осадков,

содержащих неодим, выщелоченный при диагенетическом изменении базальтов Китового хребта со средней величиной $\epsilon_{Nd} = 0.6$ [6]. Субстратом плитчатых корок, драгированных на станции 2188, служит филлипсит с примесью глинистого вещества (иллит, монтмориллонит, каолинит) и дефицитом церия в составе редкоземельных элементов. Широкое развитие филлипсита связано с подводным выветриванием вулканокластических пород. Вариации ϵ_{Nd} в образце 2188/4 могут быть результатом влияния доминирующего источника вещества во время диффузионного проникновения неодима в структуру апатита: придонной воды и поровых вод. Известно, что замещение редкоземельных элементов в структуре апатита зубов происходит в основном со стороны основания зуба.

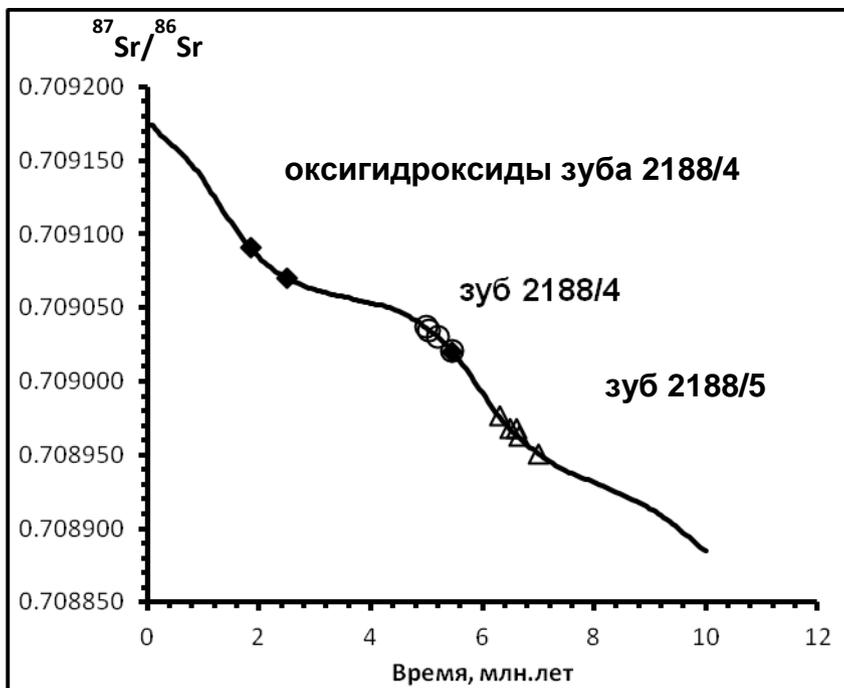


Рисунок. Сравнение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эмали зубов (круги и треугольники) и железомарганцевых оксигидроксидов (ромбы) с кривой вариаций изотопного состава стронция океанских вод позднего кайнозоя. Возраст костного детрита вычислен по алгоритму LOWESS 5 [2].

Таким образом, использование апатита зубной эмали рыб, также как фораминифер и аутигенных оксигидроксидов осадков, в палеореконструкциях динамики водных масс, очевидно, требует поиска

дополнительных критериев для выбора диагенетически неизменного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00339).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2012. Т.20. № 6. С. 3–19.
2. McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012 / Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 127–144.
3. Martin E.E., Haley B.A. Fossil fish teeth as proxies for seawater Sr and Nd isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V.64. N 5. P. 835–847.
4. Abbott A.N., Haley B.A., McManus J. The impact of sedimentary coatings on the diagenetic Nd flux // *Earth Planet Sci. Lett.* 2016. V.449. P. 217–227.
5. Klevenz V., Vance D., Schmidt D.N., Mezger K. Neodymium isotopes in benthic foraminifera: Core-top systematics and a down-core record from the Neogene south Atlantic // *Earth Planet Sci. Lett.* 2008. V. 265. P. 571–587.
6. Salters V.J.M., Sachi-Kocher A. An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. P. 151–167.

Data on the isotope composition of strontium and neodymium in the enamel of teeth and ferromanganese oxyhydroxides in the concretions of the Cape Basin of the Atlantic Ocean were obtained. Homogeneity of isotope composition of strontium in the enamel of teeth and heterogeneity of isotope composition of neodymium is shown.

Илатовская П.В., Ермакова Л.А., Ванштейн Б.Г.

(Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, vanshbor@mail.ru)

Железомарганцеворудный процесс на континентальном шельфе Вьетнама и его связь с глубинными эманациями углеводородов

Patovskaya P.V., Ermakova L.A., Vanshtein B.G.

(Federal state budgetary institution «The All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I. S. Gramberg», Saint-Petersburg)

Iron-manganese ore process on the continental shelf of Vietnam and its connection with deep emanations of hydrocarbons

Ключевые слова: кобальтмарганцевые корки, геохимия, Южно-Китайское море, газогеохимия

При проведении газогеохимических исследований, направленных на выявление и оконтуривание залежей углеводородов (УВ) на континентальном шельфе южного Вьетнама на ряде подводных поднятий были обнаружены кобальтмарганцевые корки (КМК). В пределах этих поднятий также были зафиксированы аномальные содержания углеводородных газов (УВГ) в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толще, связанных с наличием залежей УВ в разрезе осадочного чехла, выявленных по результатам сейсморазведочных работ. При этом отмечается коррелированность содержаний в донных осадках УВГ с железом, марганцем, никелем, кобальтом, являющихся основными рудными компонентами КМК.

При рассмотрении генетических аспектов железомарганцевых корок особое внимание уделяется решению двух основных задач - механизму их образования и источнику рудных компонентов. Если механизм образования корок, в целом, большинством авторов принимается как сорбция рудных компонентов из придонной воды, то источник поступления рудных компонентов в придонную воду остается дискуссионным. В частности, поступление рудных компонентов может быть обусловлено за счет сноса материала с континентов реками, абразии берегов, эолового и айсбергового разноса, эндогенной деятельности, связанной, в первую очередь, с вулканизмом, материала космогенного происхождения, материала, высвобождающегося при диагенезе осадков, при гальмиролизе, а также материала, поступающего путем энергомассопереноса флюидными потоками. При этом вопрос о доминировании одних источников металлов над другими в различных регионах Мирового океана является наиболее обсуждаемым при рассмотрении океанического железомарганцевого рудообразования.

В ходе проведения в 2009–2010 гг. ФГБУ «ВНИИОкеангеология» морских газеогхимических исследований на континентальном шельфе Вьетнама на вулканическом поднятии были обнаружены кобальтмарганцевые корки (КМК). В пределах этого же поднятия по результатам сейсморазведочных работ 2D была выделена локальная структура перспективная на скопление (залежи) углеводородов в разрезе осадочного чехла. В структурно-тектоническом плане структура представляет собой протяженное до 200 км валообразное поднятие, состоящее из отдельных локальных структур. Структура в целом располагается на глубинах моря от 1000 до 2000 м. В рельефе она четко проявлена в виде трех крупных положительных макроформ и одной слабовыраженной в ее крайней юго-западной части. Здесь же прослеживаются два ответвления структуры. В своей северо-восточной части она представляется наиболее крупной в исследуемом районе и проявляется в виде самостоятельной брахиформной антиклинали, в осевую часть которой внедрен крупный массив вулканогенно-магматических образований, который ориентирован в северо-восточном направлении. В свою очередь, внедрение отражается в рельефе дна в качестве столь же крупной положительной макроформы.

В пределах локальной структуры был выполнен комплекс газеогхимических исследований донных осадков и воды из придонно-пограничного слоя водной толщи, по результатам которых были построены карты эпигенетичных аномалий метана, гомологов метана, жидких углеводородов. Совместная интерпретация карт эпигенетичных аномалий и сейсмических разрезов свидетельствует о наличии в пределах данной структуры продуктивной и, возможно, газовой залежи.

Известно, что нефть обогащена такими тяжелыми металлами как Ni, Co, V, Cr, Cu, Zn, Pb [1]. Как показали исследования О.Ф. Путикова с соавторами [2] месторождения нефти могут являться дополнительными источниками поступления этих элементов в верхние части осадочного чехла. При этом, по пути движения флюида, микропузырьки газа (в основном метан, азот, водород) захватывают металлы в подвижных формах нахождения и переносят к поверхности дна в водной и газовой фазах (эффект “природной ионной флотации”), образуя наложенные ореолы рассеяния химических элементов в донных осадках. Поэтому для дальнейших исследований нами были отобраны образцы донных осадков со станций, характеризующихся как аномальными значениями концентрации метана и суммы его гомологов, так и фоновыми значениями, для выполнения аналитических исследований. В этих образцах было выполнено определение валовых содержаний рудных компонентов (Fe_2O_3 , Mn, Cu, Co, Ni), а также их содержание в солянокислых вытяжках (5% HCl). Анализ полученных данных указывает на положительную значимую корреляцию между содержанием рудных компонентов в валовых пробах и солянокислых

вытяжках, а также на положительную, но менее значимую, корреляцию содержания рудных компонентов и концентрации метана в газовой фазе донных осадков. Наиболее наглядно это иллюстрируется на графике распределения содержания метана и железа в донных осадках и солянокислых вытяжках.

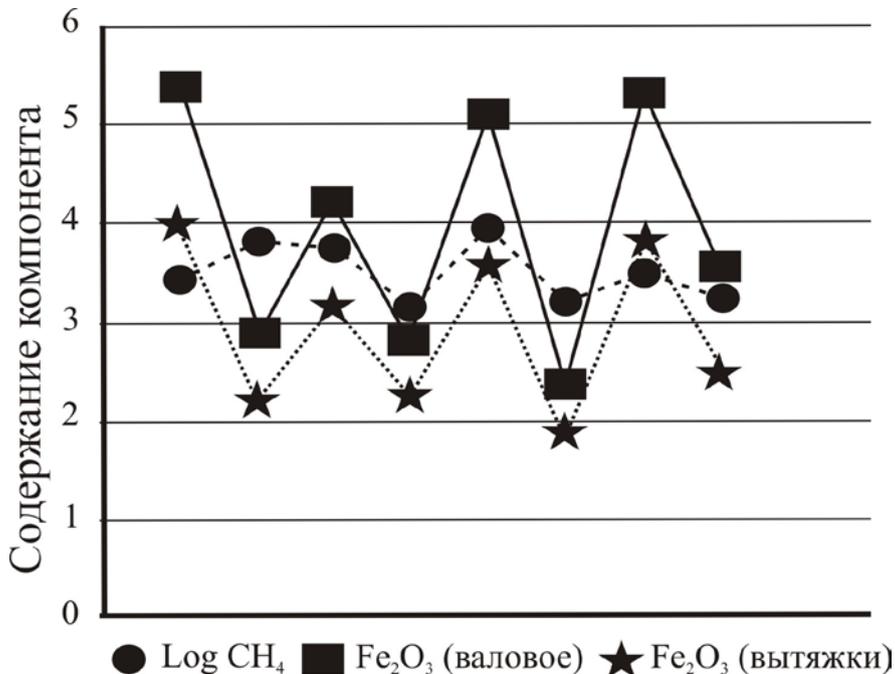


Рисунок. Распределения логарифмов содержания метана и Fe₂O₃ в донных осадках и солянокислых вытяжках

Полученные данные согласуются с теорией струйных ореолов рассеяния металлов над нефтегазовыми месторождениями.

Выявленные геохимические аномалии углеводородных и неуглеводородных газов в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи в пределах исследуемой акватории связаны с эпигенетическим процессом их накопления и носят миграционный характер и, по всей видимости, связаны со скоплением углеводородов в разрезе осадочного чехла. Углеводородные газы, содержащие значительное количество тяжелой фракции термогенного происхождения мигрируют из глубинных скоплений УВ по тектонически ослабленным зонам в поверхностные донные осадки, а затем в водную толщу.

Гидрохимические условия расположения КМК в пределах исследуемой акватории соответствуют ранее выявленным закономерностям формирования и распространения корок в других районах Мирового океана [1], а именно – в их нахождении на привершинных и склоновых участках подводных гор и гайотов на глубинах от 500 до 2000 м при наличии гидрохимического барьера в виде слоя кислородного минимума.

В пределах контура подводного поднятия, на котором залегают КМК, валовое содержание металлов в донных осадках, а также их содержание в солянокислых вытяжках, извлекающих элементы, связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца, находится в прямой корреляционной зависимости с содержанием УВГ, источником которых является скопления углеводородов в разрезе осадочного чехла. Вертикальная миграция газов, проходящих через наиболее проницаемую зону (крылья антиклинальной складки) способствует переносу металлов в подвижной форме, что является дополнительным источником рудных компонентов при образовании кобальтомарганцевых корок. Последнее согласуется и с палеореконструкциями исследуемой акватории, которые показывают, что вследствие значительной регрессии Южно-Китайского моря во время последнего гляциального максимума на шельфе произошел перерыв в осадконакоплении, датированный интервалом 18600 – 11600 ± 460 лет. В то же время в облике КМК мы не видим следов растворения и переотложения материала, что свидетельствует об относительно молодом возрасте этих образований (менее 18 тыс. лет).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пунанова С.А. Микроэлементы в нефтях и их использование при геохимических исследованиях. М.: Недра, 1974. 192 с.
2. Путиков О.Ф., Вешев С.А., Ворошилов Н.А. и др. Струйные ореолы рассеяния над нефтегазовыми залежами в неоднородных породах // Геофизика. 2000. № 1. С. 52–56.
3. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.

Based on gas geochemical studies on the continental shelf of southern Vietnam cobalt-manganese crusts (CMC) were discovered at submarine uplifts. Hydrocarbon gases (HCG) anomalous in bottom sediments and in the near-bottom layer of the water column were recorded within uplifts, caused by the hydrocarbon deposits in the sedimentary cover, revealed by seismic survey results. At the same time, the hydrocarbon gases content in the bottom sediments is correlated with iron, manganese, nickel, cobalt, which are the main ore components of the CMC.

Колесник А.Н., Колесник О.Н., Саттарова В.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: aiaks1986@mail.ru)

Цветность и химический состав железистых конкреций Чукотского моря: количественная характеристика и взаимосвязь

Kolesnik A.N., Kolesnik O.N., Sattarova V.V.

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

Color and chemistry in ferruginous concretions from the Chukchi Sea: Quantitative characteristic and interrelation

Ключевые слова: цветное пространство, тон, насыщенность, светлота, химические элементы, корреляция, железистые конкреции, диагенез, Чукотское море

Строение верхней части осадочного чехла Северного Ледовитого океана (последовательность горизонтально ориентированных слоев различной цветности с контрастным вещественным составом) во многом объясняется чередованием ледниковых и межледниковых обстановок седиментации в антропогене (седиментационный фактор), а также постседиментационными преобразованиями осадков (диагенетический фактор). Соотношение этих факторов в формировании цветностных и некоторых других характеристик (параметров), весьма перспективных с точки зрения литостратиграфической корреляции, составляет в последнее время предмет научных изысканий и дискуссий [например, 1–5].

В рамках настоящего исследования впервые на количественном уровне и во взаимосвязи рассмотрены цветностные (оптические) и геохимические характеристики диагенетических железистых конкреций Чукотского моря. Данный тип аутигенных новообразований распространен в Северном Ледовитом океане наиболее широко и обычно представлен колломорфными гидроксидами и водными фосфатами железа (доминируют) и марганца, цементирующими обломочный материал поверхностного слоя осадков. Вообще, процессы раннего диагенеза и железистого (железомарганцевого) минералообразования в пределах арктического шельфа изучены достаточно подробно [например, 6, 7].

Описание задействованного в исследовании рудного материала (60 проб из двух районов Чукотского моря, см. рис.) приводится в публикациях [8, 9]. Характеристики цветности (процентное содержание красного, зеленого и синего цветов – RGB-диапазон), сведения о тоне (H), насыщенности (S) и светлоте (L) получены путем фотографирования проб на цифровую камеру по изложенной ранее методике [10]. Химический состав (содержание Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, V, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, Ga; см. табл. 1) определен на рентгенофлуоресцентном спектрометре. В основной своей

массе геохимические данные не конфликтуют с единичными анализами, полученными более точными методами [8, 9, 11].

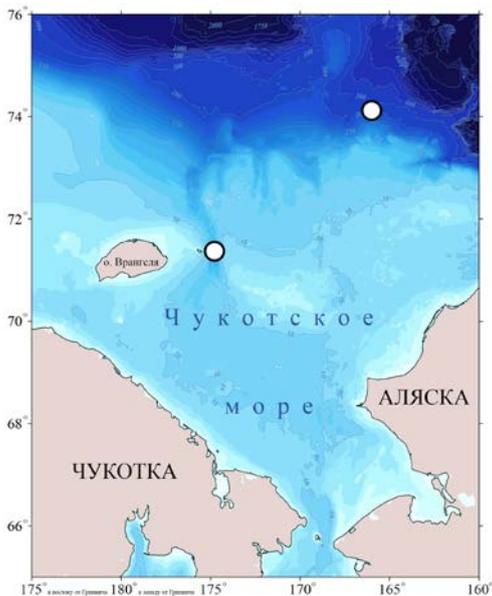


Рисунок. Карта фактического материала. Кружками обозначены станции отбора в Чукотском море образцов лепешковидных (на западе, каньон Геральд) и плитчатых (бровка шельфа) железистых новообразований.

Весь объем оптико-геохимической информации (более 1500 числовых значений) обработан с помощью корреляционного анализа, выделено две главные группы (табл. 2). В первую входят химические элементы, которые имеют сильные положительные связи с долей красного цвета в цветовой палитре и насыщенностью, отрицательные – с долей синего, тоном и светлотой. Это железо, марганец и фосфор, частично кальций (составляют основу аутигенного рудного вещества конкреций), из микроэлементов – мышьяк, стронций, иттрий, свинец. Особенно тесные отрицательные связи с долей красного цвета наблюдаются у титана, кремния, алюминия и, как правило, сопутствующих им рубидия и галлия. Перечисленные элементы характерны для минералов терригенной примеси, прежде всего кварца, полевых шпатов, других (алюмо)силикатов. Вторую, противоположную первую группу образуют химические элементы, которые обладают сильной положительной связью с уровнем синего цвета, тоном и светлотой. Среди них уже упомянутые титан, кремний, алюминий, рубидий и галлий, а также цирконий. Последний содержится в цирконе и, возможно, в виде

изоморфной примеси в некоторых силикатах и оксидах сложного состава. Связь оптических характеристик и химического состава конкреций с количеством зеленого цвета малоинформативна.

Таблица 1. Общие сведения о количественном распределении некоторых оптико-геохимических характеристик в железистых конкрециях Чукотского моря

Параметр	Среднее	Медиана	Максимум	Минимум
Оптические характеристики, % (кроме H, °)				
R	44.08	43.89	47.87	39.57
G	36.08	36.03	37.14	35.29
B	19.84	20.08	24.54	15.96
H	40.30	40.00	45.00	38.00
S	37.54	37.00	50.00	9.70
L	23.54	23.15	41.00	11.20
Макроэлементы, %				
Al	2.15	2.08	4.20	0.75
Si	8.98	9.17	15.49	3.34
P	0.62	0.38	2.13	0.14
Ca	0.68	0.45	3.33	0.15
Ti	0.18	0.20	0.31	0.07
Mn	5.62	4.71	18.70	0.37
Fe	14.70	13.61	38.72	8.43
Микроэлементы, г/г				
As	290.37	226.20	908.79	54.31
Rb	83.05	89.29	135.75	22.45
Sr	472.85	290.67	1574.09	118.56
Y	25.08	24.08	49.76	9.65
Zr	100.65	99.71	143.99	51.80
Pb	37.92	29.76	106.62	21.74
Ga	12.23	12.74	19.96	2.72

R (red, здесь и далее – англ.), G (green), B (blue) – доля красного, зеленого и синего цветов соответственно в цветовом пространстве RGB. H (hue), S (saturation) и L (lightness) – тон, насыщенность и светлота соответственно. Остальные буквенные обозначения – символы химических элементов.

Для большинства характеристик среднее содержание близко к медианному, т. е. распределение стремится к симметричному. Причина некоторых отклонений – наличие в выборке содержаний, значительно превосходящих медиану.

Таблица 2. Значимые корреляционные связи* между некоторыми оптико-геохимическими характеристиками железистых конкреций Чукотского моря

Параметр	R	G	B	H	S	L
R	1.00	0.15	-0.98	-0.75	0.90	-0.84
G	0.15	1.00	-0.35	0.49	0.19	0.20
B	-0.98	-0.35	1.00	0.61	-0.89	0.76
H	-0.75	0.49	0.61	1.00	-0.65	0.85
S	0.90	0.19	-0.89	-0.65	1.00	-0.70
L	-0.84	0.20	0.76	0.85	-0.70	1.00
Al	-0.53	-0.26	0.56	0.25	-0.39	0.48
Si	-0.62	-0.29	0.65	0.28	-0.48	0.53
P	0.67	0.22	-0.68	-0.34	0.57	-0.52
Ca	0.62	0.15	-0.62	-0.34	0.51	-0.49
Ti	-0.73	-0.19	0.73	0.47	-0.57	0.62
Mn	0.32	-0.11	-0.28	-0.41	0.25	-0.37
Fe	0.69	0.22	-0.70	-0.39	0.53	-0.54
As	0.68	0.28	-0.70	-0.33	0.55	-0.52
Rb	-0.75	-0.17	0.75	0.50	-0.61	0.65
Sr	0.68	0.27	-0.70	-0.32	0.57	-0.52
Y	0.56	0.13	-0.56	-0.26	0.49	-0.35
Zr	-0.47	-0.02	0.45	0.43	-0.33	0.49
Pb	0.56	0.18	-0.56	-0.26	0.45	-0.43
Ga	-0.71	-0.07	0.69	0.55	-0.68	0.64

* Связь считается статистически значимой, если значения коэффициента корреляции ниже -0.2970 (розовая заливка) либо выше 0.2970 (зеленая заливка) при вероятности ошибки 0.05. Все значения округлены до сотых.

Буквенные обозначения – см. примечание к табл. 1.

Проведенное исследование и его результаты, наряду с опубликованными данными по позднплейстоцен-голоценовым осадкам Чукотского плато [10], составляют промежуточное звено более крупного проекта. Главная цель последнего – развитие методики оперативного анализа цветности и яркости геологического материала с обработкой данных статистическими методами, сопоставлением с другими характеристиками (минералого-геохимическими, гранулометрическими, микропалеонтологическими) и применением результатов в литостратиграфии, палеореконструкциях и прогнозах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект № 17-77-10043).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.
2. März C., Stratmann A., Matthiessen J. et al. Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: Composition, formation mechanisms, and diagenetic overprint // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. № 23. P. 7668–7687.
3. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. № 2. С. 7–22.
4. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // *Вестник СПбГУ*. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 102–115.
5. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // *Геохимия*. 2014. № 3. С. 223–248.
6. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
7. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 167 с.
8. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железомарганцевых конкреций Чукотского моря // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 7. С. 853–866.
9. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // *Литология и полезные ископаемые*. 2015. № 3. С. 203–214.
10. Колесник А.Н., Колесник О.Н., Саттарова В.В., Босин А.А. Химический состав донных отложений в районе покмарков на Чукотском поднятии, Северный Ледовитый океан // *Геология морей и океанов: материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (Москва, 16–20 ноября 2015 г.)*. Т. 4. М.: ГЕОС, 2015. С. 249–252.
11. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.

Quantitative relationships between color (optic) and geochemical characteristics of diagenetic ferruginous concretions from the Chukchi Sea are considered. Analysis is carried out under existing regional conditions of authigenic mineral formation.

**Константинова Н.П.^{1,2}, Хейн Дж.³, Мизелл К.^{3,4},
Черкашев Г.А.^{1,2}, Ванштейн Б.Г.¹**

(Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: NPKonstantinova@list.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург; ³Геологическая служба США, Санта-Круз; ⁴Университет Калифорнии, Санта-Круз)

**Возможные источники терригенного вещества
железомарганцевых корок Американо-Арктического бассейна СЛО в
Неогене по данным изотопного состава**

**Konstantinova N.^{1,2}, Hein J.R.³, Mizell K.^{3,4}, Cherkashov G.^{1,2},
Vanshtein B.¹**

(¹I.S.Gramberg Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg, Russia; ²Saint-Petersburg State University, Institute of Earth sciences, St. Petersburg, Russia; ³U.S. Geological Survey, Santa Cruz, USA; ⁴University of California, Santa Cruz, USA)

**Potential sources of detritus in ferromanganese crusts from the
Amerasia Basin of the Arctic Ocean in Neogen based on isotopic
signatures**

Ключевые слова: Американо-Арктический бассейн СЛО, железомарганцевые корки, изотопный состав Pb, Sr, Nd

Железомарганцевые корки из западной части Северного Ледовитого океана характеризуются уникальным составом по сравнению с земной корой, образованной в другом месте Мирового океана [1, 2]. Мы выщелачивали оксиды и гидроксиды Fe и Mn из корок, тем самым выделяя терригенную фракцию. Далее мы анализировали ее, выделяя изотопы Pb, Sr и Nd, и сравнивали эти данные с изотопными составами различных областей потенциальных источников материала. Арктические корки трехслойны, они характеризуют изменение условий поставки и/или источников терригенного материала, в том числе крупнозернистой фракции.

Железомарганцевые корки Американо-Арктического бассейна Северного Ледовитого океана характеризуются высокими содержаниями терригенного материала (до 35%), низкими отношениями Mn/Fe и обогащены такими элементами как Sc, As, Li, Cs [1, 2].

Для количественного и качественного изучения терригенной составляющей ЖМО Американо-Арктического бассейна СЛО были отобраны 26 образцов с поднятий Менделеева и с Чукотского, представленных как валовыми, так и послынными пробами. На рис. 1 указано расположение станций драгирования образцов, анализируемых на данном этапе исследований.

Для проведения Sr, Nd и Pb изотопных анализов терригенного вещества проводилась пробоподготовка в два этапа. Первый этап заключался в

сепарации терригенного вещества от общей массы корки при использовании химического выщелачивания оксидов и гидроксидов Fe и Mn раствором 4M соляной кислоты. Второй этап пробоподготовки проводился непосредственно в рамках изотопных исследований и включал в себя:

- химическое разложение HF, HNO₃, HCl+H₃BO₃ и H₂O₂ многократно в разной последовательности и различных условиях температуры.
- выделение соответствующих элементов – Sr, Nd, Pb
- масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой.

По результатам химического выщелачивания образцов выявлено, что содержание терригенного материала в корках варьирует в пределах 7.5–38.5%, а среднее содержание составляет 25.3%, что значительно превышает среднее содержание в глубоководных гидrogenных корках, не превышающее, как правило, 12%, причем этот показатель для корок поднятия Менделеева (21.8) ниже, чем для образцов с Чукотского поднятия (28.7).

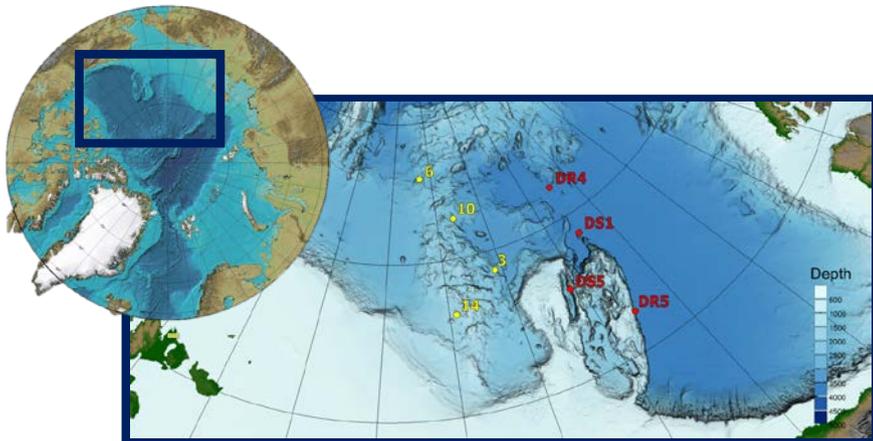


Рисунок 1. Расположение станций драгирования. Желтым показаны образцы с поднятия Менделеева (РФ), красным – с Чукотского и поднятия Альфы (США).

Распределение суммы терригенного материала в корках обоих поднятий сходное: максимальное содержание отмечается в нижнем слое, минимальное характерно для среднего слоя. Закономерность распределения крупнозернистой фракции двух поднятий также идентична, однако отличается от суммарного распределения. Для крупнозернистой фракции максимальные содержания отмечаются для верхнего слоя, минимальные – также для среднего слоя. На рис. 2 красным показаны отношения к/з материала к сумме терригенного материала. Терригенное вещество верхнего слоя в среднем на 44% состоит из крупнозернистого материала,

размерами 0.25–2 мм, в то время как для других слоев присутствие к/з фракции не так значительно. Одним из наиболее значимых факторов, связанных с образованием характерной трехслойной структуры корок Американо-Арктического бассейна Арктики, является изменение условий поставки и/или источников терригенного материала, в том числе крупнозернистой фракции.

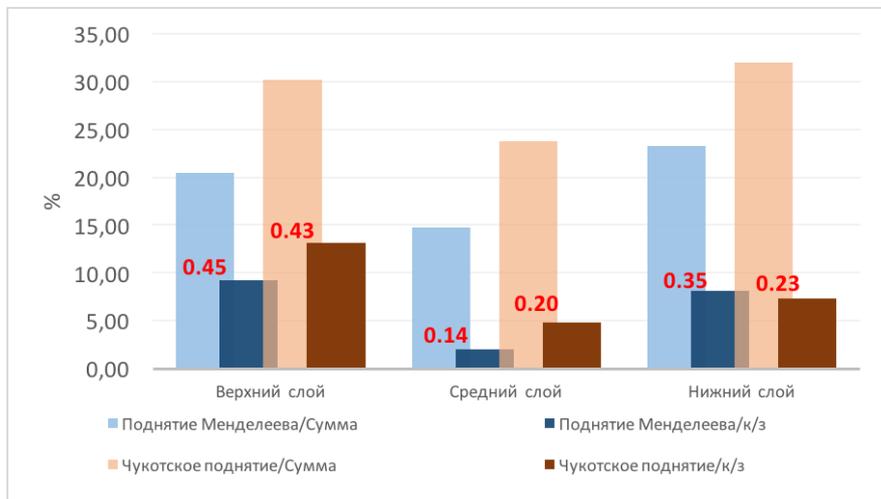


Рисунок 2. Распределение суммы терригенного материала и крупнозернистой фракции в слоях ЖМО поднятия Менделеева и Чукотского поднятия.

Верхний и нижний слои характеризуются высокими содержаниями суммы терригенного материала и к/з материала, преимущественно представленного кварцем и полевыми шпатами. Средний слой характеризуется повышенными содержаниями частиц глинистой размерности и представлены минералами глин, кварцем и полевыми шпатами.

Результаты изотопных анализов показали некоторые различия терригенного материала в разных слоях и с разных поднятий. Так, на диаграмме зависимости ENd и $^{207}Pb/^{206}Pb$ [3] четко разделяются образцы с поднятия Менделеева и с Чукотского (рис. 3). Последние характеризуются более низкими отношениями $^{207}Pb/^{206}Pb$. В тоже время терригенный материал, полученный из средних слоев обоих поднятий, характеризуется более высоким значениями ENd и тяготеет к области вулканических источников. Следует отметить значительное влияние рек Северной Америки и Евразии.

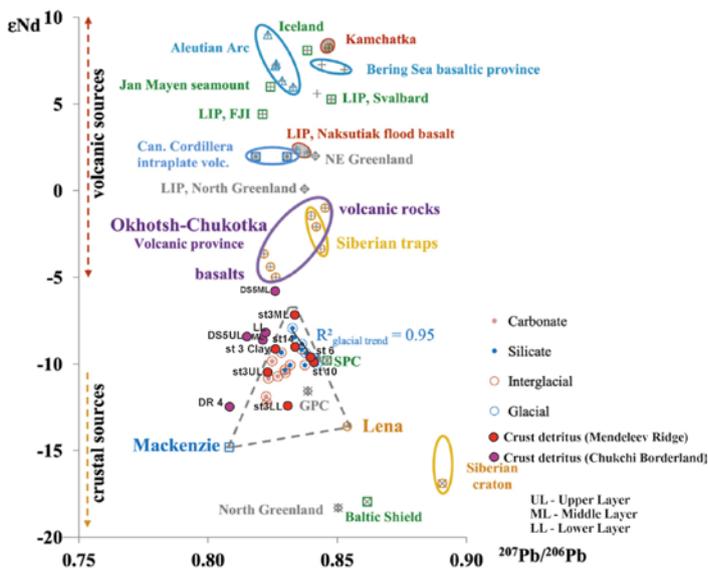


Рисунок 3. Диаграмма зависимости ϵNd и $^{207}Pb/^{206}Pb$ [3]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Konstantinova, N., Cherkashov, G., Hein, J.R., et al. Ferromanganese Crusts from Mendeleev Ridge, Arctic Ocean // *Ore Geology Reviews*, published online 10/2016. 2016.
2. Hein J.R., Konstantinova N., Mikesell M.J. et al. Arctic deep-water ferromanganese-oxide deposits reflect the unique characteristics of the Arctic Ocean (submitted)
3. Fagel N., Not C., Gueibe J. et al. Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 140–154.

Ferromanganese crusts and nodules from the western Arctic Ocean are characterized by a unique composition compared to crusts formed elsewhere in the global ocean [1, 2]. We dissolved the Fe and Mn matrix oxides from the Fe-Mn crusts and nodules thereby isolating the detrital fraction. We analyzed the detrital fraction using Pb, Sr, and Nd isotopes and compared those data with the isotopic compositions of various potential source areas. Arctic three-layered crusts and indicates temporal changes in the supply, sources, mechanisms of transport, and transport pathways of the detrital material, including the coarse-grained fraction.

Лыгина Т.И.

(АО «Южморгеология», Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru)

Смектитовые глины центральной части зоны Кларион-Клиппертон – фациальные разновидности, проблемы генезиса

Lygina T.I.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

The smectite clays in the central Clarion-Clipperton Zone – The facies types, the problems of the origin

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, монтмориллонит-иллитовые глины, смектитовые глины, цеолитовые глины, зона Кларион-Клиппертон, Тихий океан

Изучены фациальные разновидности верхнеолигоцен-среднемиоценовых смектитовых глин центральной части зоны Кларион-Клиппертон, характеризующиеся различными физическими свойствами и содержанием биогенной кремнистой компоненты. Рассмотрены возможные условия их формирования.

Еще в середине прошлого века, по результатам глубоководного бурения, проведенного в рамках проекта DSDP [1], было установлено, что осадочный разрез центральной части зоны Кларион-Клиппертон (ЗКК), в пределах которой находится Восточный полигон Российского разведочного района (PPP-ЖМК*), состоит из двух основных частей – нижней карбонатной (Маркизская формация) и верхней глинистой (формация Клиппертон). В результате многолетних комплексных исследований ЗКК, проведенных геологическим предприятием «Южморгеология», детально изучены вещественный состав и литолого-стратиграфические характеристики осадочной толщи. Тем не менее, некоторые литологические особенности пород, слагающих осадочный разрез, до сих пор не нашли своего объяснения.

По данным высокоразрешающего геоакустического профилирования, основные части осадочного разреза (верхняя глинистая и нижняя карбонатная толщи) представляют собой геологические тела, которым соответствуют самостоятельные сейсмофациальные комплексы (А и BCD, соответственно), характеризующиеся определенными особенностями рисунка сейсмической записи (рис.).

* PPP-ЖМК – участок зоны Кларион-Клиппертон, предоставленный Российской Федерации Международным Органом по морскому дну для разведки и последующей разработки абиссальных железомарганцевых конкреций.

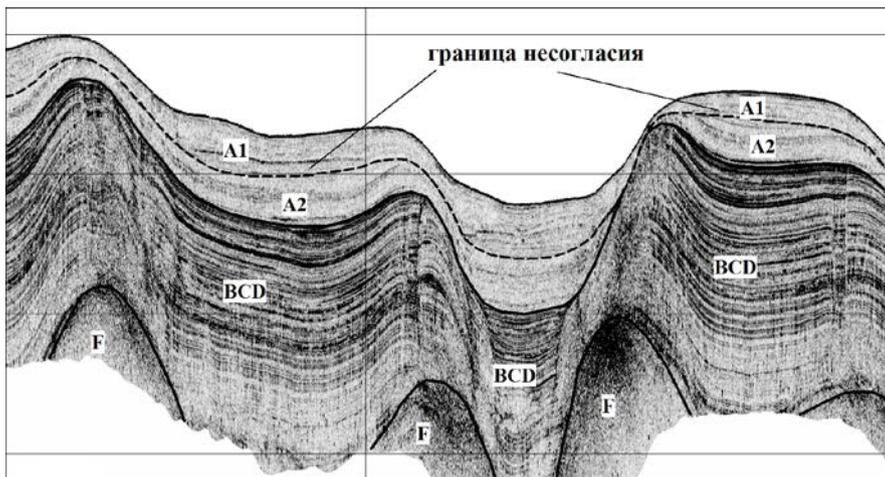


Рисунок. Пример акустического разреза осадочной толщи центральной части ЗКК (Восточный полигон РРР-ЖМК)

Сейсмофациальный комплекс BCD имеет акустически слоистый характер и состоит из подкомплексов В, С и D, различающихся по насыщенности интенсивными отражениями. Комплекс А акустически прозрачен, при этом он также неоднороден и подразделяется на два подкомплекса, разделенных границей несогласия (верхний А1 и нижний А2).

Карбонатные породы Маркизской формации (комплекс BCD), залегающие непосредственно на базальтах коренного ложа, представлены среднеэоцен-нижнемиоценовыми нанофоссилиевыми известняками, писчим мелом и мергелями (P22 – N11mг) общей мощностью до 100 м. Отложения двух нижних подкомплексов D и С датируются средним эоценом – нижним олигоценом и верхним олигоценом (соответственно), верхний подкомплекс В – верхним олигоценом – нижним миоценом.

Отложения формации Клиппертон (комплекс А) представлены верхнеолигоцен-голоценовыми глинами и глинистыми илами (P32 – Qhcl). Общая мощность глинистой толщи составляет первые десятки метров, достигая во впадинах 50 м и более. Внутри толщи отмечается перерыв в осадконакоплении, соответствующий этапу от среднего миоцена до раннего плиоцена. В сейсмической записи этому перерыву соответствует граница между подкомплексами А1 и А2, отражающая структурное и стратиграфическое несогласие между толщами двух типов глин (рис.).

Нижняя, верхнеолигоцен-среднемиоценовая часть глинистой толщи (подкомплекс А2) представлена слоем смектитовых глин, мощность которых в среднем составляет 15–20 м (в отдельных случаях до 60 м). Верхний слой глинистой толщи (подкомплекс А1) сложен плиоцен-

голоценовыми монтмориллонит-иллитовыми глинами и глинистыми илами, в верхней части обогащенными радиоляриями. Мощность этого слоя в среднем составляет 10 м, изменяясь от минимальной на поднятиях до 20–30 м во впадинах. Самая верхняя часть глинистого разреза представляет собой маломощный слой кремнисто-глинистых илов мощностью не более 10–15 см, датируемых голоценом (Qhcl3). Эти отложения, претерпевающие на настоящем этапе активные диагенетические преобразования, служат субстратом, в котором формируются железомарганцевые конкреции, и в связи с этим именуется «геохимически активным слоем» (ГАС).

Породы верхнего слоя представляют собой бескарбонатные диатомово-радиоляриевые глинистые и кремнисто-глинистые отложения, сформировавшиеся в результате нормальной пелагической седиментации в условиях минимальных скоростей осадкообразования и в обстановке повышенной интенсивности биогенного кремненакопления [2]. Для этих осадков, окрашенных в различные оттенки коричневого, желтого и палевого цветов, наряду с однородными разностями, характерны пятнистые и пятнисто-полосчатые текстуры, являющиеся следствием интенсивной биотурбации. Глины характеризуются высокой влагонасыщенностью: количество содержащейся в осадке воды составляет примерно две трети от массы влажной пробы (в среднем около 67%) и в два раза превышает массу сухой пробы (в среднем 200%). Плотность глин варьирует от 1.23 до 1.29 г/см³. Поверхностные неуплотненные кремнисто-глинистые илы ГАС, находящиеся на начальной стадии диагенетических преобразований, отличаются еще большей влагонасыщенностью (средняя влажность около 300% по отношению к сухой пробе, или 75% к влажной) и меньшей плотностью (в среднем 1.19 г/см³).

Монтмориллонит-иллитовые глины и илы, развивающиеся в условиях окислительного диагенеза, характеризуются высокими значениями Eh (в основном, от 450 до 550 мВ и выше). Значения pH весьма выдержаны и колеблются в диапазоне 7.3–7.7 ед. По содержанию аморфного кремнезема глины относятся к слабокремнистым: содержание SiO₂ ам, максимальное в ГАС, обычно не превышает 10% и снижается с глубиной до 1–2%. Аморфный кремнезем представлен опаловыми скелетными остатками организмов (радиоляриями, спикулами губок, створками диатомей).

Минеральный состав глин характеризуется преобладанием иллита и монтмориллонита, находящихся в соизмеримых количествах (в сумме до 80% от глинистой составляющей), и присутствием хлорита и каолинита.

Фоновые содержания рудных элементов составляют 0.1–0.4% марганца и 3.6–5.1 % железа, соответственно.

Слой верхнеолигоцен-среднемиоценовых смектитовых глин, отделенный несогласием от вышележащих плиоцен-голоценовых монтмориллонит-иллитовых глин, представляет собой непрерывный фациальный ряд между его крайними членами – двумя разновидностями

бескарбонатных глин, резко различающихся по своим физическим свойствам. Одной из этих разновидностей являются высокопористые глины, характеризующиеся весьма низкой плотностью (чаще всего от 1.12 до 1.16 г/см³) и очень высокой влажностью (от 300 до 530%, что соответствует количеству содержащейся в глине воды, в 3–5 раз превышающей массу сухой пробы). Пористость глин достигает 97%. Другой крайний член фациального ряда представлен гораздо более плотными глинами, с плотностью от 1.30 до 1.38 г/см³, пониженной влажностью (в среднем около 160% по отношению к сухой пробе) и пористостью (в среднем 80%). Физические свойства этих двух разновидностей глин и являются диагностическими признаками при полевых определениях. Глины обоих типов обычно темноокрашены, их цветовые характеристики близки – от однородных темно-коричневых, часто с оттенками красноватого или серого, до пестрых, с более светлыми очковыми пятнами. Глины, стоящие в фациальном ряду между этими крайними членами, имеют промежуточные физические свойства и иногда более светлую окраску. Для глин всего фациального ряда, наряду с однородной, характерны пятнисто-полосчатые и очковые, комковатые текстуры, для пористых глин часто отмечается землянистость, творожистость, для плотных – липкость и вязкость. Глины характеризуются высоким ОВП (Еh до 590 мВ и выше), рН 7.2–7.7.

Содержание SiO_{2ам} во всех разновидностях смектитовых глин не превышает 1–2%. Биогенная кремнистая компонента в отсутствие диатомей представлена исключительно скелетами и спикулами радиолярий, содержание которых сильно варьирует от обилия до полного отсутствия. Наиболее часто обилие радиолярий отмечается в пористых глинах, но не всегда, а только в 1/3 части проб. Для плотных глин и глин промежуточного типа более обычны скудный состав радиолярий или их отсутствие.

В составе глинистой компоненты всего фациального ряда преобладает смектит (до 80–90%), представленный монтмориллонитом и нонтронитом, несколько преобладающим в пористых разновидностях глин. В подчиненном количестве присутствуют иллит, каолинит и хлорит.

Для всех разновидностей смектитовых глин (и высокопористых, и плотных) характерно высокое содержание цеолитов: по данным РФА, от 15 до 37% от кристаллической фазы. Цеолиты представлены, в основном, филлипситом, в существенных количествах присутствует гейландит. В песчано-алевритовой фракции (ПАФ) содержание цеолитов достигает 78%. По данным электронно-зондовых исследований (данные Ю.В. Попова), и высокопористые, и плотные глины сложены однородной тонкокристаллической цеолитовой массой, в которой присутствуют цеолитовые и глинисто-цеолитовые агрегаты. Для кристаллов цеолитов определен Na-K состав.

Для смектитовых глин всех разновидностей часто отмечается высокое содержание рудной компоненты в виде ЖМ микроконкреций (до 79% от

ПАФ), тонкодисперсного рудного вещества в рассеянном состоянии и в виде прослоев, обильных оруденелых биогенных и осадочных объектов. Содержание Mn в глинах достигает 1% и более.

По литолого-фациальному принципу верхнеолигоцен-среднемиоценовые глины относятся к эвпелагическому типу. По минеральному составу глинистой компоненты они относятся к смектитовым глинам, а по содержанию цеолитов (> 10%) – к цеолитовым. В то же время среди них выделяются фациальные разновидности, резко различающиеся по своим физическим свойствам и некоторым текстурным характеристикам. При этом установленные различия никак не связаны с минеральным составом и количеством (наличием или отсутствием) ажурной кремневой органики.

Предполагается, что глины данного ряда сформировались как продукт нормального осаждения материала из столба океанской воды, но в условиях широкого развития процессов гальмиролиза вулканических пород базальтового состава, что подтверждается постоянным присутствием в ПАФ смектитовых глин кристаллов плагиоклазов, пироксенов и других вулканогенных минералов. Текстура высокопористых смектитовых глин, которую можно определить как «текстуру вспененного бетона», вероятно, сформировалась в результате воздействия на осадок, находящийся еще в текуче-пластичном состоянии, постмагматических газово-жидких флюидов, связанных с внутриплитной эндогенной активностью, с последующей его литификацией. Проявления внутриплитной гидротермальной и вулканической активности в регионе, в том числе и на границе позднего олигоцена – раннего миоцена, установлены более ранними работами [3, 4].

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов №№ 34/01/101-2, 38/01/101-3, 43/01/101-12, 47/01-112-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Van Andel, T. H. Geological results of leg 16: the Central Equatorial Pacific West of East Pacific Rise // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, Washington DC. 1973. V. 16. P. 937–949.
2. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 340 с.
3. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
4. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.

The facies types of the smectite clays in the Central Clarion-Clipperton Zone, characterized by different physical properties and contents of biogenic siliceous components, were studied. The possible conditions of their formation discussed.

Лыгина Т.И., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», Геленджик, e-mail: lyginat@ymg.ru, eaglazyrin@mail.ru)

Результаты изучения магматических пород одного из участков зоны Клариион-Клиппертон (Тихий океан)

Lygina T.I., Glazyrina N.V., Glazyrin E.A.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

The results of the igneous rocks studies in one of the sites in the Clarion-Clipperton zone (Pacific Ocean)

Ключевые слова: базальты, петрография, петрохимия, К-Аг датировки, Тихий океан

На основе петрографических и петрохимических исследований, содержания редкоземельных элементов и К/Аг датировок дана характеристика базальтов, драгированных с вулканических построек в центральной части зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана. Показано, что базальты участка обладают выраженным трендом дифференциации.

В 2015 г. в рейсе НИС «Геленджик» в центральной части зоны Клариион-Клиппертон драгированием получены образцы магматических пород с четырех вулканических структур (рис. 1).

На профиле 9026Др выполнено драгирование верхней части небольшой безымянной вулканической постройки относительной высотой около 100 м, вытянутой в меридиональном направлении. Размеры постройки 1.5×0.8 км.

Профили 9027Др и 9028-1Др отработаны на склоне и в привершинной части двухвершинного холма Феодосия – наиболее крупного в районе работ вулкана размером 12 км в поперечнике и относительной высотой 750 м.

На профиле 9029Др проведено драгирование мелкой магматической структуры типа вытянутого штока шириной 300 м и относительной высотой около 70 м, расположенной на продолжении южной части пьедестала вулкана Филиппенко. На участке драгирования 9031Др и 9031-1Др опробованы западный склон и верхняя часть сравнительно небольшой, вытянутой в северо-восточном направлении вулканической постройки высотой около 100 м, длиной 7 км и шириной 4.5 км.

Все полученные образцы представляют собой обломки зональных подушечных и канатных базальтовых лав. Результаты химического анализа и К-Аг датирования базальтов представлены в таблице.

Все изученные образцы относятся к вулканическим породам основного состава мелкоредкопорфировой, мелко-среднепорфировой, гломеропорфировой, реже планофировой структуры. Структура основной массы варьирует по степени кристалличности – от гиалиновых краевых закалочных частей лавовых потоков, через метельчатую, перистую, сноповидную, вариолитовую, гиалопилитовую, интерсертальную, до толеитовой внутренних более раскристаллизованных частей эффузивов.

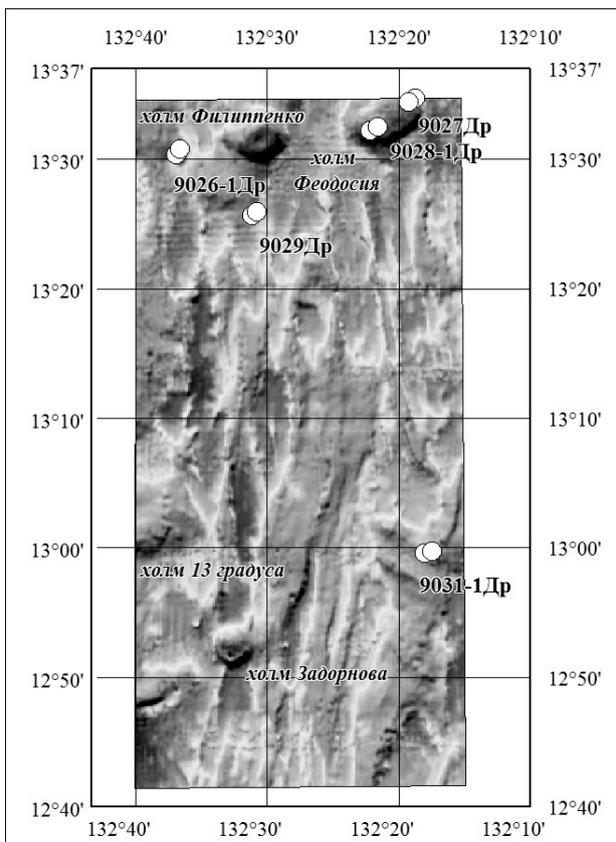


Рисунок 1. Положение участков драгирования на физиографической основе

Присутствует в варьирующем количестве вулканическое стекло различной степени девитрификации.

Вторичные преобразования пород проявлены в виде палагонитизации стекла, развития цеолита, селадонита, глинистых минералов, гидроокислов железа и марганца, карбонатизации.

По петрохимическим характеристикам, в соответствии с [1], встречено три вида пород, образующие непрерывный ряд дифференциации:

- базальты нормальнощелочные натриевого типа (анализы № 2, 3, 5, 6, 8, 9, 10 по таблице), умеренноглиноземистые до низкоглиноземистых, низко- и умереннокалиевые;

- плагиобазальты нормальнощелочные от натриевого (анализ № 1) до калиево-натриевого типа (анализ № 7), высокоглиноземистые, соответственно, низко- и умереннокалиевые;

Таблица. Химический состав образцов (в мас. %) и К-Аг датировки

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Возраст. млн лет
1	46.87	0.99	19.97	9.29	0.15	3.80	13.94	2.34	0.26	0.34	1.30	16.1±1.8
2	48.48	1.38	14.87	11.64	0.20	6.76	12.17	2.60	0.27	0.17	0.12	24.0±3.0
3	50.11	1.41	15.41	10.23	0.18	6.73	12.69	2.65	0.36	0.21	0.24	20.5±2.5
4	43.39	2.62	17.34	12.61	0.16	2.63	10.40	2.96	0.79	2.04	3.51	10.5±0.6
5	48.83	1.25	16.24	9.65	0.15	6.87	12.79	2.73	0.24	0.11	1.08	22.0±3.0
6	48.04	1.23	15.44	11.18	0.49	7.53	11.05	2.57	0.46	0.11	0.73	-
7	48.28	1.36	17.48	11.78	0.18	4.51	11.62	2.98	0.83	0.23	1.17	15.2±0.7
8	46.59	2.21	13.83	14.26	1.88	5.43	10.58	2.80	0.63	0.22	1.59	-
9	47.45	2.25	13.59	14.52	1.40	5.49	10.44	2.83	0.57	0.22	1.31	-
10	48.37	1.51	16.15	10.77	0.18	6.12	12.33	2.78	0.36	0.13	1.29	18.0±1.6

Примечание: 1 – профиль 9026-1Др; 2–3 – профиль 9027Др; 4 – профиль 9028-1Др; 5–7 – профиль 9029Др; 8–10 – профиль 9031Др и 9031-1Др.

- трахибазальты, до магнезиальных трахибазальтов, умереннощелочные калиево-натриевого типа (анализ № 4), высокоглиноземистые, умереннокалиевые.

Данный ряд дифференциации соответствует феннеровскому (толеитовому) тренду кристаллизации со снижением индекса затвердевания Куно ($SI = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$), содержания MgO и SiO₂, возрастанием коэффициента железистости (фракционирования), титанистости. На диаграмме AFM, в соответствии с рядами точек толеитовых базальтов провинций Тихого океана [2], этот ряд последовательно соответствуют трем группам пород (рис. 2):

- толеиты N-типа – базальты (анализы № 2, 3, 5, 6, 10) с минимальной степенью фракционирования (дифференциации). Эти породы имеют максимальные значения индекса затвердевания Куно ($SI = 32.3–37.1$), что свидетельствует о принадлежности к минимально фракционированным базальтам. Характеризуются максимальными содержаниями магния;

- ферротолеиты и ферротитанистые базальты – базальты с повышенной степенью фракционирования (анализы № 8, 9) и плагиобазальты (анализы № 1, 7). По индексу затвердевания Куно это фракционированные базальты ($SI = 23.8–25.7$);

- трахибазальты (анализ № 4). Имеют минимальное значение индекса Куно ($SI = 14.8$), что свидетельствует о максимальном проявлении относительно других анализов кристаллизационной дифференциации.

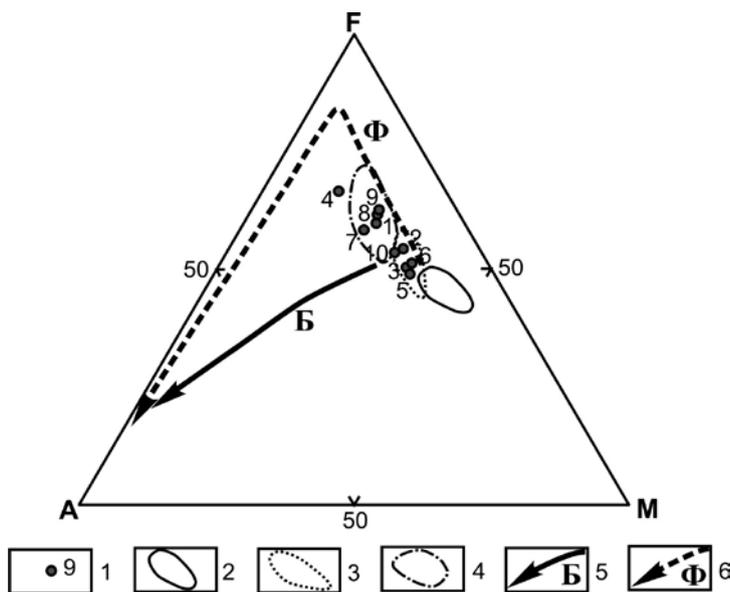


Рисунок 2. Положение анализов на диаграмме $A(Na_2O+K_2O)-F(FeO)-M(MgO)$: 1 – точка состава и его порядковый номер по таблице; 2–4 – поля толеитовых базальтов провинций Тихого океана по Э.Д. Голубевой: 2 – толеитов D-типа, 3 – толеитов N-типа, 4 – ферротолеитов и ферротитанистых базальтов; 5–6 – тренды кристаллизации: 5 – боуэновский, 6 – феннеровский (толеитовый).

На каждом участке драгирования встречены породы различной степени дифференциации. Максимально различаются образцы, отобранные из разных частей одних и тех же вулканических построек. Это указывает на заметные эффекты кристаллизационной дифференциации в магматической камере каждой вулканической постройки.

Породы всех групп петрографически очень схожи. В породах первой группы (наиболее ранних) не характерно присутствие интрателлурических вкрапленников, более свойственных второй группе пород, где они представлены резорбированными фенокристаллами оливина, широкопластинчатого плагиоклаза и пироксена, их гломеропорфировыми сростками. Для третьей (более поздней) группы характерно отсутствие интрателлурических вкрапленников плагиоклаза и относительно широкое присутствие фенокристаллов оливина различной морфологии (резорбированных короткопризматических, скелетных типа спинифекс).

Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу последовательной эволюции состава излияний от более широко распространенных

относительно менее дифференцированных базальтов через более дифференцированные базальты и плагиобазальты к более редким трахибазальтам.

Полученные данные о направлении петрохимической эволюции коррелируют с распределением содержаний редких земель (РЗЭ) и с результатами определения абсолютного возраста базальтов.

Изученные базальты характеризуются относительно низкими содержаниями РЗЭ (сумма РЗЭ от 56.3 до 249.9 г/т). Наиболее низкие содержания свойственны менее дифференцированным ранним базальтам, а максимальные содержания характерны, соответственно, для более дифференцированных поздних базальтов. Наибольшие содержания определены у трахибазальта. Увеличение содержания РЗЭ обусловлено повышенными концентрациями La, Ce, Nd, Y. В образцах этой группы отмечаются также повышенные содержания Zr, Nb, Ta, Ba и U. Тренд дифференциации базальтов сопровождается обогащением легкими РЗЭ с увеличением нормированного отношения La/Sm от 0.6 до 3.6.

По результатам датировок, наименее дифференцированные базальты (номера 2, 3, 5, 10 в таблице) относятся к верхам позднего олигоцена - раннему миоцену (от 24.0 ± 3.0 до 18.0 ± 1.6 млн. лет). Дифференцированные плагиобазальты (номера 1 и 7) датированы границей раннего-среднего миоцена (15.2 ± 0.7 и 16.1 ± 1.8 млн. лет). Наиболее дифференцированные трахибазальты (номер 4) датируются поздним миоценом (10.5 ± 0.6 млн. лет).

Полученные данные свидетельствуют о том, что магматическая деятельность в районе работ имела многоэтапный характер. Проявления вулканно-тектонической активности зафиксированы на позднеолигоцен-раннемиоценовом, ранне-среднемиоценовом и позднемиоценовом этапах. Основным периодам активизаций соответствуют излияния базальтовых пород разного состава – от толеитового до умеренно-щелочного.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 43/01/101-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
2. Голубева Э.Д. Геохимия и петрология толеитовых базальтов провинций Тихого океана // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Владивосток, 2004. 33 с.

The basalts of the volcanic structures in the central Clarion-Clipperton zone were sampled by dredging in 2015, their petrographic and petrochemical characteristics and K/Ar age have been investigated. It is shown that the basalts of the studied area have a pronounced trend of differentiation.

Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Блохин М.Г., Зарубина Н.В.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
mikhailik@fegi.ru)

Состав и время формирования железомарганцевой россыпи гайота Йомей (Императорский хребет, Тихий океан)

Mikhailik P.E., Mikhailik E.V. Blokhin M.G. Zarubina N.V.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Composition and time of formation of ferromanganese placer of Yomei Guyot (Emperor Ridge, Pacific Ocean)

Ключевые слова: железомарганцевая россыпь, геохимия, гайот Йомей, Тихий океан.

Позднеплейстоценовая рудная россыпь гайота Йомей была сформирована в результате разрушения как гидrogenных, так и диагенетических ЖМО.

В Мировом океане широко распространены и детально изучены три генетических типа железомарганцевых образований (ЖМО). Это гидrogenные кобальтбогатые корки (КМК) гайотов; диагенетические конкреции (ЖМК) абиссальных котловин; гидротермально-осадочные ЖМО, формирующиеся при разгрузке гидротерм на контактах литосферных плит. Источником вещества первых двух типов является морская вода, а последнего – гидротермальный флюид [1]. Крайне редко встречается особый тип ЖМО – россыпи, рудная составляющая которых может формироваться как из одного из перечисленных генотипов, так и их смесью.

Одним из примеров океанской россыпи ЖМО является толща на вершине гайота Йомей, вскрытая двумя глубоководными скважинами в 55 рейсе «Гломар Челленджер», 1977. В керне соотношение фрагментов ЖМО и нерудной составляющей варьирует от 20 до 90%. Текстурно-структурные характеристики Fe-Mn обломков, их минеральный и химический (22 элемента) состав свидетельствуют о гидrogenном и частично гидротермальном генезисе [5]. Геолого-геофизические исследования ЖМО гайота Йомей были продолжены в 1990 г. на НИС «Геолог Петр Антропов». В результате было показано, что рост Fe-Mn корок и конкреций обусловлен гидротермальной деятельностью при определенном вкладе гидrogenного источника [2].

В настоящее время группа редкоземельных элементов (РЗЭ) позволяет с высокой степенью достоверности определить генезис пород. Однако, применительно к ЖМО этот эффект достигается только с использованием метода селективного выщелачивания, позволяющим определить содержание элемента в четырех минеральных фазах. Информация о

распределение РЗЭ в россыпи ЖМО гайота Йомей отсутствует. Данная работа направлена на восполнение этого пробела. Материалом для исследований послужили две пробы из кернов скважин 431 и 431А (DSDP): проба 1 – скв. 431 (0431* 001R 02W (0–10 см)); проба 2 – скв. 431А, (431А 001R 02W (5–7 см)). ЖМО в керне обеих скважин указанных интервалов представлены песчано-щебневыми обломками, максимально до 3см.

Минеральный состав обеих проб представлен рудных вернадитом, причем в скв. 431А в небольшом количестве определены 10\AA и 7\AA манганиты, что согласуется с [2, 5]. По содержанию основных рудных (Fe, Mn, Co) и ряда микроэлементов (Ni, Zn, Cu, Mo и др.) проба 1 близка ранне-среднемиоценовым КМК гайота Детройт [4]. В пробе 2 концентрация марганца выше, а железа – ниже. Кроме того сумма РЗЭ пробы 2 (451 г/т) значительно ниже, чем в пробе 1 ($\Sigma\text{РЗЭ} = 3074$ г/т). Эти факты могут косвенно свидетельствовать о гидротермальном генезисе ЖМО пробы 2. Однако содержание кобальта в этой пробе составляет 4654 г/т и немного выше, чем в пробе 1 (3708 г/т). Такие концентрации кобальта в этих образцах указывают о близких (низких) скоростях их роста.

По содержанию титульных элементов минеральных фаз (Ca, Mn, Fe, а также Si и Al) и РЗЭ Fe-Mn образования пробы 1 относятся к гидрогенным, а пробы 2 - к диагенетическим, причем наибольшее сходство характерно для ЖМК Перуанской котловины. Но в последних количестве кобальта (457 г/т) на порядок ниже, чем в пробе 2. Сами близкими по геохимическим критериям для пробы 2 являются гидрогенные Fe-Mn корки трога Кашеварова (центральная часть Охотского моря), формирующиеся в области высокой биопродуктивности, создающей субокислительную обстановку на морском дне, как и в случае с ЖМК Перуанской котловины.

Предыдущие исследования [3, 5] показали, что россыпь гайота Йомей сформировалась в четвертичное время. Fe-Mn корки северных широт Тихого океана имеют двухслойное строение в отличии от четырехслойных Fe-Mn корок, формирующихся в тропической области океана. КМК высоких широт сложены мощным антрацитовым (порядка 130 мм) и с несогласием перекрывающим его буроугольным (20–30 мм) слоями, а реликтовый и пористый слои отсутствуют. Следует отметить, что фрагменты ЖМО в кернах представлены только обломками антрацитового слоя, формирование которого продолжалось вплоть до начала позднего плиоцена. Проведенный детальный анализ строения КМК гайота Детройт [4] показал перерыв в осадконакоплении в период с 3.97 по 3.21 млн. лет. Мы полагаем что в течение этого времени (0.77 млн. лет) происходило разрушение КМК (антрацитового слоя). По нашему мнению к этому привели две причины: первая - увеличение гидродинамической активности, вторая - влияние глобальной плиоценовой (6–3 млн. лет.) вулканической активизации в тихоокеанском регионе [6]. С этими событиями мы и связываем формирование железомарганцевой россыпи гайота Йомей.

Таким образом, морфология обломков ЖМО керна скважин 431 и 431А DSDP, их минеральный состав и распределение элементов, в том числе и РЗЭ в рудных фазах свидетельствуют о гидрогенной природе пробы 1 (преобладающая часть Fe-Mn обломков в кернах обеих скважин) и диагенетической – пробы 2. По уточненным данным железомарганцевая россыпь гайота Йомей датируется как позднеплиоценовая.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН 15-I-1-008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
2. Мельников М.Е. Строение и вещественный состав железомарганцевых образований гайота Йомей (Императорский хребет) // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб. ВНИИОкеангеология. 1993. С. 47–57.
3. Мельников М.Е., Попова Т.В., Мечетин А.В., Куров В.А. Осадочные рудоносные тела гайотов Йомей и Нинтоку (Императорский Хребет) // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб. ВНИИОкеангеология. 1993. С. 38–46.
4. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Баринов Н.Н., Зарубина Н.В. Самородное золото в Fe–Mn корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 13–24.
5. Karpoff A.M., Peterschmitt I., Hoffert M. Mineralogy and geochemistry deposits on Emperor Seamounts, site 430, 431, and 431: authigenesis of silicates, phosphates and ferromanganese oxides // Sci. Res. 1980. V. 55. P. 463–489.
6. Kennett J.P., McBirney A.R., Thunell R.C. Episodes of Cenozoic volcanism in the circum-Pacific region // Journal. Volcanol. Geotherm. Res. 1977. V. 2. P. 145–163.

The late Pleistocene ore placer of the Yomei guyot was formed as a result of the destruction of both hydrogenogenic and diagenetic ferromanganese deposits.

Недумов Р.И.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: rostislavn@yandex.ru)

**Изменчивость содержаний основных рудных компонентов
железомарганцевых образований в ряду озеро-море-океан
Nedumov R.I.**

(Geological institute RAS, Moscow)

**Variability of content of main ore components of
ferromanganese formations on the profile lake-sea-ocean**

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, кластерный анализ

В работе на основе собранной по литературным данным базы данных содержаний пяти рудных химических элементов в железомарганцевых конкрециях и корках (ЖМКК) озер, морей и океанов делается попытка выявления статистическими методами закономерностей распределения этих содержаний в условном ряду озеро–море–океан. Показано, что концентрации химических элементов в ЖМКК зависят от степени подвижности химических элементов, а значит от размеров бассейна седиментации.

Существенным фактором, оказывающим влияние на величину содержаний химических элементов в осадках является размер акватории бассейнов осадконакопления или тип бассейна, где формируются осадки. Н.М. Страхов писал: «...содержания в пелагических илах Fe, Mn, P, Cu, Ni, Co, Mo, W и некоторых других более подвижных малых элементов находятся в прямой зависимости от площадных размеров водоемов. Чем больше акватории бассейнов, тем интенсивнее концентрируются в пелагических илах водоемов эти элементы, особенно наиболее подвижные из них» [1]. Иными словами, чем более подвижен химический элемент, тем активнее он накапливается на больших расстояниях от источника сноса.

Возникает вопрос, существует ли подобная зависимость между концентрациями химических элементов в ЖМКК и размерами материнских водоемов и насколько отчетливо она проявлена, т.е. существует ли закономерное изменение концентраций химических элементов и, в первую очередь, рудных компонентов в составе ЖМКК в ряду озеро–море–океан?

По литературным данным была сформирована база данных из 1582 образцов ЖМКК из озер представлены 102 образцами, отобранными в озерах Канады, США, Англии, Шотландии, Швеции и России. 115 образцов были отобраны в Балтийском, Черном, Баренцевом, Карском, Охотском, Чукотском, Японском морях. Максимальным количеством образцов (1365) представлены океанские ЖМКК, при этом на Атлантический океан приходится 284 образца, на Индийский – 178, а наибольшее число образцов (903) отобрано в Тихом океане.

По материалам собранной базы данных были рассчитаны средние содержания, коэффициенты вариации, а также значения парных коэффициентов корреляции для железа, марганца, кобальта, никеля и меди для образцов из озер, морей и океанов (рис. 1).

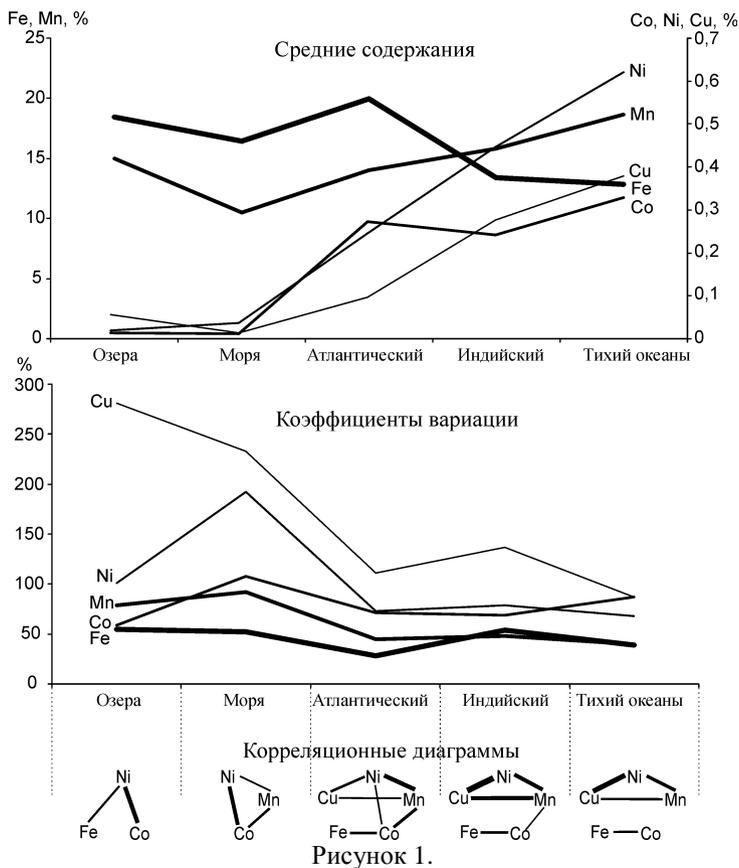


Рисунок 1.

Расчеты показали, что содержания рассмотренных химических элементов в ЖМКК, как и их содержания в осадках, ведут себя в соответствии со степенью подвижности этих элементов. Содержания железа, наименее подвижного среди рассмотренных элементов, в ЖМКК незначительно, но убывают в ряду озеро–моря–океаны, содержания более подвижного марганца увеличиваются в этом ряду, а содержания наиболее подвижных Co, Cu и Ni резко возрастают.

Коэффициенты вариации содержаний для всех рассмотренных элементов максимальны в образцах из морей или озер, хотя для железа и

кобальта это менее очевидно, чем для марганца, никеля и в особенности меди.

Расчеты парных коэффициентов корреляции достаточно очевидно демонстрируют, что в ряду озеро–моря–океаны (т.е. с увеличением размера водоемов) количество значимых корреляционных связей между рассматриваемыми пятью химическими элементами увеличивается.

Проверить правильность вывода о закономерном изменении средних содержаний и дисперсии содержаний химических элементов в зависимости от размеров бассейна седиментации можно с помощью кластерного анализа. Если группировка образцов, полученная с его помощью, будет совпадать с их группировкой по типам бассейнов, можно с большей уверенностью говорить о закономерных изменениях содержаний Fe, Mn, Co, Ni и Cu в ряду озеро–море–океан.

Из нескольких разновидностей иерархического кластерного анализа был выбран метод Варда т.к. он больше, чем другие иерархические методы подходит для анализа количественных переменных.

Расчеты проводились с помощью пакета Statgraphics Plus 2.1. Так как обычно неизвестно на сколько кластеров (групп) наилучшим образом для последующей интерпретации необходимо поделить исходную выборку, имеет смысл проводить пошаговую кластеризацию, когда с каждым шагом количество кластеров увеличивается на один. Кластеризация проводится до тех пор пока дальнейшее деление выборки не становится избыточным с точки зрения интерпретации результатов. Для рассматриваемой выборки кластеризация проводилась в десять шагов, т.е. на последнем шаге было получено одиннадцать кластеров.

Уже на первом шаге кластеризации выборки химических анализов ЖМКК происходит обособление кластера из 230 образцов, представленного целиком образцами из Тихого и в меньшей степени Индийского океанов, т.е. сразу обнаруживается разделение ЖМКК по типу бассейна.

Однако лишь после шестого шага получившиеся семь кластеров достаточно подробно характеризуют профиль озеро–моря–Атлантический–Индийский–Тихий океаны. Первыми идут кластеры 68 и 51, в которых представлены образцы из озер и в меньшей степени морей, затем кластер 386, в котором сконцентрирована большая часть образцов из морей и далее океанские кластеры: 314, в котором максимальна доля образцов из Атлантического океана и минимальна из Тихого, 420 с минимальной долей образцов из Атлантического океана и максимальной из Тихого и 230, в котором собраны образцы только из Индийского и Тихого океанов и доля Тихого заметно выше. Дальнейшее увеличение (более семи) количества кластеров лишь детализирует и усложняет полученный результат.

Для контроля полученных результатов наряду с иерархическим методом Варда использовался итерационный метод, в основе которого лежит алгоритм k-средних. Оказалось, что результаты анализа, проведенного

методом k-средних, по своим характеристикам (количество образцов в кластере, средние содержания и коэффициенты вариации содержаний химических элементов в кластере, соотношения образцов из разных по величине бассейнов) близки с данными, полученными методом Варда. Сходство результатов, полученных двумя разными методами кластерного анализа позволяет с большей уверенностью говорить о валидности полученных результатов.

Применение кластерного анализа показало, что образцы ЖМКК из озер, морей и океанов группируются в кластеры, которые довольно уверенно можно расположить на условном профиле озера–моря–Атлантический океан–Индийский океан–Тихий океан. Содержания марганца, никеля и меди на этом профиле увеличиваются, содержания железа уменьшаются, а концентрации кобальта занимают промежуточное положение, тяготея к железу. Коэффициенты вариации содержаний всех элементов кроме железа от озер к океанам уменьшаются. Полученные результаты свидетельствуют о закономерной связи размеров бассейна седиментации и концентраций железа, марганца, кобальта, никеля и меди в ЖМКК (рис. 2).

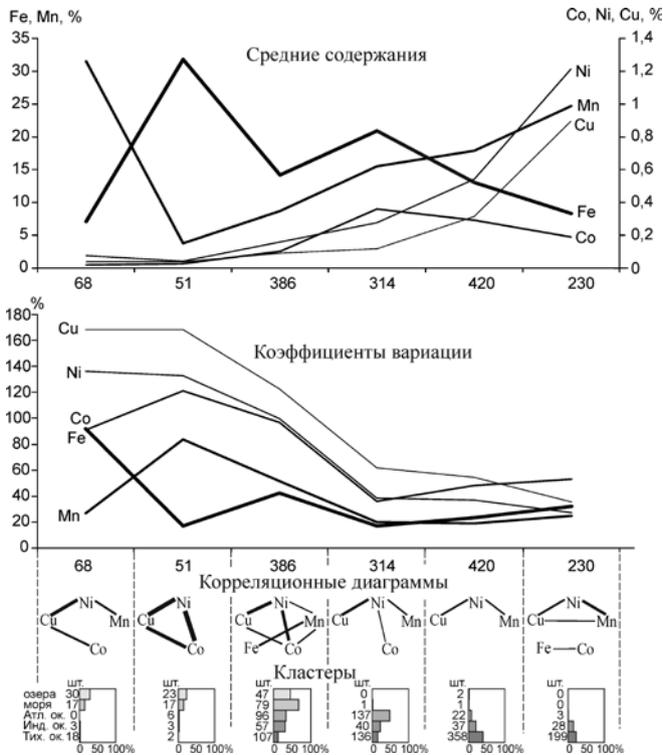


Рисунок 2.

Полученные результаты опосредованно дают возможность судить об источнике вещества конкреций. То, что наблюдается достаточно выраженная зависимость между содержаниями рассмотренных элементов, степенью их подвижности, и местом формирования ЖМКК (типом водоема), свидетельствует об определяющей роли континентального материала и его механического разноса в процессе образования ЖМКК. Конкретный механизм формирования ЖМКК может быть гидрогенным, диагенетическим, биогенным или иным, но поступление вещества идет главным образом с континента как об этом писал Н.М. Страхов. Впрочем этот вывод не отменяет существенного, а в ряде конкретных случаев и определяющего влияния вулканогенного материала на образование ЖМКК.

Выводы. Содержания Fe, Mn, Co, Ni, и Cu в ЖМКК как и в пелагических илах находятся в прямой зависимости от площадных размеров водоема и эта зависимость тем заметнее, чем подвижнее химический элемент, т.е. химический состав ЖМКК тесно связан с типом (размерами и глубиной) бассейна осадконакопления вне зависимости от механизма их образования и источника вещества. Эта закономерность выявляется уже при простом расчете средних содержаний. Использование кластерного анализа, выявляющего группы образцов наиболее близких по своему химическому составу, позволило с одной стороны подтвердить полученную закономерность, а с другой стороны уточнить и детализировать ее.

Данная работа была выполнена в рамках госзаказа 0135-2016-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах / Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102–133.

On the basis of information collected according to the literature database of the contents of five ore chemical elements in ferromanganese nodules and crusts in the lakes, seas and oceans makes an attempt to identify with the statistical methods the distribution of these contents in a sequence of lake–sea–ocean. It is shown that the concentration of chemical elements in ferromanganese nodules and crusts depend on the degree of mobility of chemical elements, and hence depend on the size of the basin of sedimentation.

Новиков Г.В., Лобус Н.В., Дроздова А.Н.

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

Изменение химического состава кобальтоносных железомарганцевых корок в водных растворах солей редкоземельных металлов

Novikov G.V., Lobus N.V., Drozdova A.N.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Transformation of the chemical composition of cobalt-rich ferromanganese crusts in water solutions of salts of rare earth metals

Ключевые слова: кобальтоносные железомарганцевые корки; рудные минералы; катионы редкоземельных металлов

В результате взаимодействия железомарганцевых корок с водными растворами солей редкоземельных металлов происходит изменение химического состава их рудных минералов.

Практическая ценность кобальтоносных марганцевых корок (КМК) определяется содержанием в них кобальта, никеля, марганца и меди. На примере корок с различных подводных поднятий Тихого океана экспериментально установлено, что они являются природным высокоселективным сорбентом на катионы Co^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} [1–5]. Вместе с тем, содержание редкоземельных металлов (РЗМ) в корках больше, чем в пелагических конкрециях океана, и поэтому они рассматриваются как потенциальное попутное сырье на эти металлы [6–8]. Вопрос о механизме концентрирования катионов РЗМ в корках хоть и является актуальным, но остается мало изученным. Поэтому цель настоящей работы заключалась в изучении трансформации рудных минералов кобальтоносных железомарганцевых корок относительно катионов редкоземельных металлов.

Материалом для исследований являлись корки гайотов Вулканолог (ст. 09Д12) и Коцебу (ст. 9Д124) Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк: корки – с гайота Батисса (ст. 12Д301) и корково-конкреционное образование (ККО) гайота Хемлер (ст. 12Д263). Основными рудными минералами данных образований являются структурно плохо упорядоченные Fe-вернадит, Mn-ферроксигит и в меньшем количестве хорошо окристаллизованный и структурно упорядоченный вернадит, в качестве примесей присутствуют асболан-бузерит и бернессит. Более детальное исследование сорбции катионов РЗМ и Co^{2+} проводилось на корках гайота Вулканолог (ст. 09Д12), состоящих из 4 слоев: I-1, II, III и его «сахаристой» разновидности – Шсх. Содержание рудной компоненты корок в использованном классе крупности 0.25–0.1 мм составляло ~ 85–

90%, что свидетельствует о чистоте подготовленного материала к исследованиям.

Взаимодействие рудных минералов корок и ККО с растворами солей РЗМ и Со проводилось в статическом режиме при соотношении жидкой (Ж) и твердой (Т) фаз, равном 100, температуре $22 \pm 1^\circ \text{C}$ и интенсивном перемешивании. Для извлечения сорбированных катионов металлов из соответствующих катионных форм рудных минералов корок использовались те же растворы солей металлов, а также 2 М раствор H_2SO_4 . Время получения катионных форм рудных минералов составляло 10–12 суток. Десорбция катионов металлов из соответствующих катионных форм проводилась H_2SO_4 в течение 4 часов. Определение содержаний катионов металлов выполнено методами ИСП-АЭС и ИСП-МС с использованием спектрометров iCAP-6500 и X-7 соответственно (Thermo Scientific, USA).

Взаимодействие растворов солей иттрия, лантана, церия и кобальта с Ферриадитом, Мп-ферроксигитом и вернадитом приводит к их интенсивному поглощению, обменная емкость по которым составляет по: катионам Ce^{3+} и Co^{2+} – 2.63–2.84 и 2.27–2.60 мг-экв/г, Y^{3+} и La^{3+} она меньше – 1.88–2.11 и 1.67–1.79 мг-экв/г, соответственно. Обменная емкость рудных минералов по каждому из катионов РЗМ и Co^{2+} изменяется в узком интервале значений, что объясняется близкими содержаниями в корках MnO_2 и FeOOH . Кроме того, обменная емкость корок не зависит от их географического расположения: емкость корок гайотов западного участка северо-западной части Магеллановых гор – Вулканолог и Коцебу – практически не отличается от емкости корок гайотов восточной части поднятия Маркус-Уэйк – Хемлер и Батисса. На основании полученных данных можно считать, что рудные минералы корок являются такими же природными высокоселективными сорбентами катионов редкоземельных металлов, как и катионов тяжелых металлов [1–5]. Исследования, проведенные на разновозрастных слоях корки гайота Вулканолог (ст. 09Д12) Магеллановых гор, установили, что катионы редкоземельных металлов и Co^{2+} распределяются в них также неоднозначно [9]. В наибольшей степени в корках концентрируются катионы Co^{2+} , содержание которых постоянно возрастает от слоя I-1 к слою Шсух – от 0.31 до 0.83 масс. %. Содержание катионов Ce^{3+} изменяется в узком интервале значений – от 0.08 до 0.19 масс. %, при этом отмечается уменьшение их содержания от слоя I-1 к слою III в два раза. В отличие от катионов Co^{2+} и Ce^{3+} распределение катионов Y^{3+} и La^{3+} носит одинаковый характер – наблюдается незначительное уменьшение их содержаний от слоев I-1 и II к слоям III и Шсух. Полученное распределение катионов редкоземельных металлов в слоях исследуемой корки полностью совпадает со статистическими данными [8]. Рассмотрение зависимости содержания катионов Co^{2+} и Ce^{3+} от содержания в слоях корки MnO_2 приводит к иному характеру их распределения, тогда как для катионов Y^{3+} и La^{3+} он остается неизменным относительно предыдущей зависимости. Распределение катионов Co^{2+} характеризуется явно выраженной V-образной кривой с минимальным их содержанием, равным

0.31 масс. % при 26.3 масс. % MnO_2 . Для катионов Ce^{3+} , наоборот, наблюдается слабо выгнутая, плавная V-образная кривая с максимальным содержанием Ce^{3+} (0.19 масс. %) при том же содержании MnO_2 . Кроме того, минимальное содержание катионов Ce^{3+} (0.08 масс. %) наблюдается при минимальном содержании MnO_2 , равном 24.31 масс. % (слой III), тогда как содержание FeOOH в этом же слое, наоборот, максимально (17.50 масс. %). Из этого следует, что на современном этапе роста корки (слой III – плиоцен-квартер) поступление катионов Ce^{3+} и Mn^{2+} из океанской воды, по-видимому, одинаково, тогда как для других временных периодов такая зависимость не наблюдается. Результаты экспериментов по сорбции катионов РЗМ и Co^{2+} свидетельствуют об их интенсивном поглощении каждым слоем корки, содержание которых возрастает до целых процентов (масс. %): Ce^{3+} – 11.8–14.3; Y^{3+} – 5.95–6.56, La^{3+} – 4.02–10.41 и Co^{2+} – 7.72–8.87. Соответственно коэффициенты обогащения корки (среднее значение по четырем слоям) по катионам редкоземельных металлов составили: Ce^{3+} – 100, Y^{3+} – 365 и La^{3+} – 340.

Обменная емкость (мг-экв/г) рудных минералов разных слоев корки по катионам Ce^{3+} и Co^{2+} находится в пределах 2.53–3.06 и 2.34–2.82, соответственно, по Y^{3+} и La^{3+} она меньше – 2.01–2.21 и 0.87–2.24, по величинам которой составлены следующие ряды ее возрастания:

слой I-1: $\text{La} < \text{Y} < \text{Co} < \text{Ce}$; слой II: $\text{La} < \text{Y} < \text{Ce} \approx \text{Co}$;

слой III: $\text{La}, \text{Y} < \text{Co} < \text{Ce}$; слой IIIсух: $\text{Y} < \text{La} < \text{Co} < \text{Ce}$.

Обменная емкость рудных минералов по катионам РЗМ и Co^{2+} в зависимости от слоев корки указывает на различные тенденции в их поглощении. Для катионов Ce^{3+} отмечается увеличение емкости рудных минералов от слоя I-1 к слою IIIсух – от 2.72 до 3.06 мг-экв/г при минимальном ее значении в слое III – 2.53 мг-экв/г. Емкость минералов по Co^{2+} также возрастает от слоя I-1 к слою IIIсух, максимальное ее значение фиксируется в слое II – 2.82 мг-экв/г. Емкость (мг-экв/г) этих же минералов по Y^{3+} в разных слоях корки также характеризуется незначительными флуктуациями: от минимального значения в слое I-1 (2.01) она возрастает до максимального значения (2.21) в слое II, в слое III она снижается до 2.07, а в слое IIIсух емкость составляет 2.15. Для La^{3+} наблюдается ярко выраженная V-образная кривая, когда емкость резко уменьшается от слоя I-1 к слою II, а затем также резко увеличивается к слоям III и IIIсух. Характер зависимости обменной емкости рудных минералов разных слоев корки по катионам Co^{2+} , Y^{3+} и La^{3+} от содержания в них MnO_2 в принципиальном плане остается практически таким же, что и для рассмотренной выше зависимости. И только для катионов Ce^{3+} данная зависимость несколько изменилась – по сравнению с предыдущей наблюдается прямолинейное возрастание емкости рудных минералов при увеличении содержания MnO_2 .

Сорбция катионов Ce^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} и Co^{2+} каждым слоем корок сопровождается интенсивным переходом в растворы солей металлов катионов обменного комплекса рудных минералов: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} . Вклад этих катионов в обменную емкость минералов составляет ~

98.5 %. Из катионов тяжелых металлов в растворы солей металлов в наибольшем количестве переходят катионы Mn^{2+} и Ni^{2+} , особенно при сорбции катионов Co^{2+} и Ce^{3+} . Выше было рассмотрено поведение катионов РЗМ и Co^{2+} в растворах солей металлов. Не менее важно было изучить их поведение в реакции протонизации (с 2М раствором H_2SO_4). Результаты взаимодействия катионных форм рудных минералов слоев корки (I-1, древний и III – современный) свидетельствуют о различном извлечении из них предварительно сорбированных катионов металлов. По характеру извлечения катионы металлов разбились на три группы: первую образуют Y^{3+} и La^{3+} , вторую – Ce^{3+} и третью – Co^{2+} . Катионы первой группы извлекаются практически полностью из соответствующих катионных форм рудных минералов слоев I-1 и III – степень извлечения Y^{3+} составляет 95.8 и 97.2%, La^{3+} – 95.7 и 96.6%. Извлечение катионов Ce^{3+} из Ce-форм рудных минералов слоев I-1 и III существенно меньше – 65.1 % из слоя I-1 и 48.0% из слоя III. Катионы Co^{2+} характеризуются наименьшим извлечением из рудных минералов по сравнению с катионами РЗМ: из слоев I-1 и III оно составляет соответственно 48.3 и 36.0%. Важно отметить, что для катионов Ce^{3+} и Co^{2+} наблюдается одинаковая тенденция – из слоя I-1 их извлечение больше в 1.3 раза, чем из слоя III. Скорее всего, что такая разница в извлечении катионов металлов может быть связана с кристаллохимическими особенностями их вхождения в структуру рудных минералов, которые в этих слоях корки идентичны. Ранее [4, 5, 10] также было установлено низкое извлечение катионов Co^{2+} из рудных минералов корок и конкреций при обработке их растворами серной кислоты. Такое поведение катионов Co^{2+} объясняется как различными химическими формами их нахождения в рудных марганцевых минералах конкреций и корок, так и различными структурными позициями, которые они заселяют в этих минералах. Одинаковое поведение катионов Ce^{3+} и Co^{2+} при сорбции и десорбции позволяет предположить и идентичность кристаллохимических свойств этих минералов по отношению к катионам Ce^{3+} .

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования однозначно свидетельствуют, что кобальтоносные железомарганцевые корки и корково-конкреционные образования гайотов Тихого океана являются природными высокоселективными сорбентами катионов редкоземельных металлов – Ce^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} (и Co^{2+}). Обменная емкость рудных, главным образом марганцевых, минералов КМК и ККО возрастает в ряду: $La^{3+} < Y^{3+} < Co^{2+} < Ce^{3+}$ и составляет (средние значения) от 1.67 по La^{3+} до 2.84 мг-экв/г по Ce^{3+} , что является высокими показателями для природных минеральных ионообменников. Результаты по сорбции-десорбции подтвердили ранее сделанный вывод [10] о двух формах их нахождения в рудных минералах корок – сорбированной и химически связанной. Катионы Y^{3+} и La^{3+} находятся в основном в сорбированной (72.1–97.2%) и в значительно меньшей степени химически связанной формами, тогда как для катионов Ce^{3+} и Co^{2+} – наоборот, основной формой является химически связанная (~ 70%), остальная их часть находится в

сорбированной форме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобальтобогатые руды Мирового океана. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
 2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: Южморгеология, 2005. 230 с.
 3. 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. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. С. 442–449.
 4. Новиков Г.В. Океанические железо-марганцевые образования – сорбенты ионов металлов: химико-минералогический аспект // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 38–51.
 5. Новиков Г.В. Сорбционные типы железомарганцевых образований Мирового океана // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 68–82.
 6. Новиков Г.В., Андреев С.И., Анিকেва Л.И. Сорбционная активность железомарганцевых образований океана // Литосфера океана: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1995. С. 291–304.
 7. Новиков Г.В., С.В. Яшина, М.Е. Мельников и др. Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 2. Ионообменные свойства рудных минералов // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 137–164.
 8. Новиков Г.В., Богданова О.Ю., Мельников М.Е. и др. Поведение катионов Zn^{2+} , Cd^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} железомарганцевых корок поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) в водных растворах солей металлов // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 70–75.
 9. Новиков Г. В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю. и др. Минералогия и геохимия кобальтоносных марганцевых корок гайотов Говорова и Вулканолог Магеллановых гор Тихого океана // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 716–722.
 10. Новиков Г.В. К вопросу о формах некоторых элементов в составе океанских железомарганцевых образований (по экспериментальным данным) // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 373–380.
- It was established experimentally that the ore minerals (vernadite and Mn-ferroxigite) of cobalt-rich ferromanganese crusts are highly selective natural sorbents of cations of rare earth metals, Ce^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} (and Co^{2+}). Exchange capacity of the ore, mainly manganese, minerals crusts increases in the order: $La^{3+} < Y^{3+} < Co^{2+} < Ce^{3+}$ is (average) of 1.67 for La^{3+} to 2.84 meq/g of Ce^{3+} . Cations Y^{3+} and La^{3+} are mainly in sorbed form (72.1–97.2%) and to a much lesser extent chemically bound forms, whereas for cations Ce^{3+} and Co^{2+} , on the contrary, the main form is chemically related (~ 70%), the remainder is sorbed form.

Тарасенко Г.В., Демичева Е.А., Естурлиев А.Е.

(Каспийский государственный университет технологий и инжиниринга им. Ш.Есенова, Актау, Казахстан, tarasenko-genadi@mail.ru)

Образование конкреций в океанах и континентах на основе холодного ядерного синтеза и электричества в земной коре

Tarasenko G.V., Demicheva E.A., Esturliiev A.E.

(Caspian State University of technologies and engineering named after Sh. Yesenov, Aktau, Kazakhstan)

The formation of nodules in the oceans and continents on the basis of cold fusion and electricity in the earth's crust

Ключевые слова: динамо-эффект, геосферы, шаровая молния, плазмоиды, генератор, конденсатор, мантия, ядро, шаровые конкреции, глубинные флюиды.

Электричество приводит к образованию процессов холодного ядерного синтеза в земной коре в виде плазмоидов (шаровых и линейных молний). Плазма обладает большой кинетической энергией, превращающей одни химические элементы в другие. Примером таких процессов и являются железомарганцевые конкреции, происхождение которых связано с плазмоидами, образующимися в зонах спрединга, трансформных разломов и других тектонических нарушениях. Глубинные флюиды и являются основным материалом для образования конкреций, из которых за счет ядерного синтеза образовывались железо, марганец и редкие металлы.

Океаническими исследованиями на дне глубинных участков океанов обнаружены огромные скопления своеобразных донных образований, получивших название стяжений, или конкреций. Химический состав конкреций разнообразен, однако характерными, представляющими практический интерес, компонентами являются марганец, железо, никель, медь, кобальт, фосфор и другие [1].

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) со дна Индийского океана содержат от 11.28 до 21.94% Mn, от 7.13 до 22.07% Fe, от 0.13 до 0.71% Cu, от 0.18 до 0.81% Ni, от 0.12 до 0.21% Co. Всего в конкрециях методом спектрального анализа обнаружено присутствие до 30 элементов. Конкреции Тихого океана содержат до 26% марганца и до 15% железа. Общее количество железомарганцевых конкреций во всех океанах достигает 10^{12} т.

Для более детального изучения состава конкреций Палеотетиса на Мангышлаке в районе Каратауских гор, нами был проведен их спектральный анализ.

В пробе № 1 отмечается углерод (C) 17.73%, в остальных он отсутствует. Кислород (O) приблизительно одинаков в трех пробах и составляет 50%. Кремний (Si) в среднем составляет 14%. Содержание железа (Fe) в первой пробе составляет 10.45%, во второй и третьей пробе содержание железа

соответственно составляет 33% и 27%. В незначительном количестве присутствуют алюминий (Al), титан (Ti), калий (K). Кальций (Ca) присутствует только в третьей пробе.

В пробах № 2 и № 3 отмечается бериллий (Be) 26.94% и 13.81%, в первой пробе он отсутствует. Кислород (O), кремний (Si) и марганец (Mn) присутствуют только в первой пробе до 57%, 16.13% и 19.11%, во второй и третьей пробе отсутствуют. Содержание железа (Fe) во втором образце отсутствует! В первой пробе углерод отсутствует, но во второй и третьей пробе содержание углерода соответственно составляет 71% и 85%. В незначительном количестве присутствуют алюминий (Al), никель (Ni), калий (K), натрий (Na). Кальций (Ca) отсутствует.

Попытки определения возраста конкреций были проведены еще в 1936 г. Л. М. Курбатовым. Им было определено (по содержанию радия и тория), что возраст конкреций из Тихого океана и северных морей равен всего 2.5–5 тыс. лет. Однако более поздние исследования по определению абсолютного возраста ЖМК из Индийского и Тихого океанов показали, что недостаточно знать содержание радия и тория, а необходимо получение данных по содержанию и других радиоактивных элементов, в частности иония и урана. Экспериментальные исследования показали, что содержание урана, иония, радия и тория в конкрециях значительно превосходят содержание их в других донных отложениях. При этом «...установлено резкое смещение радиоактивного равновесия между ураном, ионием и радием как в конкрециях, так и в выделенных из них слоях. Отношение Ra/U и Io/U даже во внутренних слоях конкреций в большинстве случаев существенно превышает равновесные значения». Эти авторы показали, что сложные и неравновесные соотношения содержания радиоактивных элементов в конкрециях представляются труднообъяснимыми и не позволяют получать достоверные данные по их возрасту. Правда, определение возраста по радиевому методу дает сходные результаты с полученными в 1936 г. Л. М. Курбатовым [2].

Гипотез, получивших общее признание о происхождении железомарганцевых конкреций, еще не предложено.

Железомарганцевые конкреции, широко распространенные на дне Мирового океана, максимально сосредоточены в нескольких рудных полях, в пределах которых они распределяются неравномерно, хотя на некоторых участках конкреции покрывают свыше 50% площади дна. В их минеральном составе доминируют гидроксиды марганца (тодорокит, бернессит, бузерит, асболан) и железа (вернадит, гематит, ферроксигит), с ними связаны все представляющие экономический интерес металлы. Проблема генезиса железомарганцевых конкреций сопряжена с проблемой скорости их роста. Согласно результатам датирования конкреций традиционными радиометрическими методами, скорость их роста оценивается миллиметрами за миллион лет, т.е. намного ниже скоростей

отложения осадков. По другим данным, в частности, по возрасту органических остатков и по изотопному составу гелия, конкреции растут в сотни и тысячи раз быстрее и могут, как предполагают, оказаться моложе подстилающих осадков.

Для подтверждения первой точки зрения требуется объяснить, почему конкреции не перекрываются относительно быстро накапливающимися осадками, для подтверждения второй - откуда за относительно короткое время поступила колоссальная масса марганца, необходимая для формирования конкреций в масштабах всего океана.

В первом случае предлагался ряд объяснений, например: активность переворачивающих конкреции донных организмов, воздействие придонных течений, поддерживающих конкреции «на плаву», тектонические толчки, встряхивающие донные отложения. Но основным механизмом переворачивания конкреций служат шаровые молнии, образующиеся за счет земного электричества. Во время электровзрыва образовывались шаровые молнии, обладающие гравитационным и электромагнитным полем [3]. Их изучение позволит создать условия образования шаровых плазменных образований, обладающих большой кинетической энергией. Примером такой энергии служат взрывы в шахтах.

Во время проходки продуктивного пласта часто встречаются пустоты-карсты, внутри которых находятся шаровые молнии. Шахтеры их называют «шубины» или «зайчики».

Для обоснования второй концепции наиболее удобна гипотеза усиленной поставки в позднечетвертичный океан гидротермального марганца, однако конкретные доказательства подобного явления пока не приводились. В любом случае конкреции сформировались за счет поступления рудного материала из подстилающих осадков, о чем свидетельствует корреляция средних содержаний в них различных элементов.

До сих пор мы фактически не знаем, откуда берутся металлы, связанные в железо-марганцевых отложениях (ЖМО), каков механизм формирования конкреций, скорости их роста и др. И хотя исследований на эти темы опубликовано много, возможно тысячи, включая капитальные монографии, однако по-прежнему сохраняется дискуссионность и неопределенность во многих вопросах.

Анализ конкреций демонстрирует тенденцию к накоплению железа в ядре конкреции, в то время как более легкий элемент кремний уменьшает свою концентрацию от внешних оболочек до ядра конкреции [4].

Эта тенденция может свидетельствовать в пользу того, что в данном образовании протекают медленные ядерные трансформации и элементный состав ядра стремится к своему наиболее устойчивому состоянию, когда в ядре накапливается наиболее устойчивый к распаду элемент – железо. Железо имеет наибольшую энергию связи нуклонов в ядре, более 8 МэВ, и

по этой причине является конечным элементом при осуществлении как реакций синтеза (fusion), так и реакций деления (fission), что и показано на рисунке.

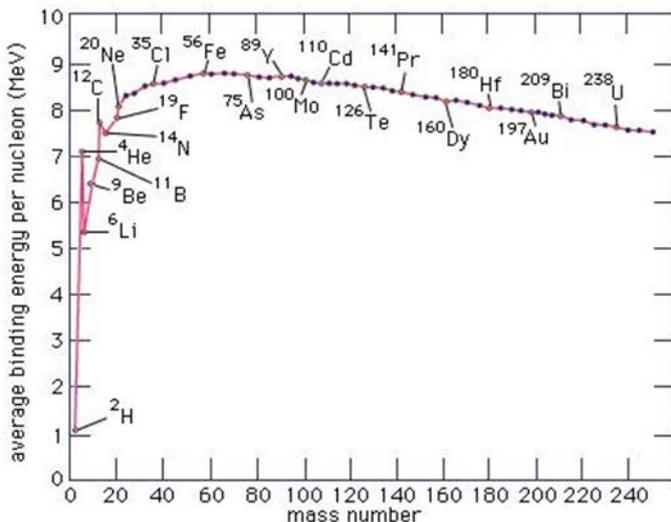


Рисунок. Энергия связи нуклонов в ядрах различных элементов.

Левее железа энергетически выгодны реакции слияния, правее железа энергетически выгодны реакции деления. Поэтому можно предположить, что в результате сложившихся условий в пластовых растворах (давление, температура, электричество, подходящий элементный состав пласта) возникли условия для протекания низкоэнергетических ядерных превращений, в результате которых легкие химические элементы постепенно преобразовывались в более тяжелые и концентрировались по центру конкреции.

Различный химический состав связывается с присутствием плазмы холодного ядерного синтеза, где происходит трансмутация химических элементов из одних в другие. Образование шаровых конкреций связывается с «пластовым электричеством» в земной коре. Внутри пласта-коллектора происходит разряд в виде искры или импульса тока, а может быть и просто слабый постоянный ток, вызванный разностью концентрации солей в пластовом электролите. Такой процесс возможен при наличии плазмы различной формы, обладающей гравитационным и магнитным полем, перерабатывающей пластовые растворы и образуя геологические тела различного строения. Возможно, в них происходят процессы холодного ядерного синтеза и приводят к образованию различных месторождений полиметаллов, угля, горных пород и минералов [5].

Подтверждением таких экстраординарных процессов формирования

железомарганцевых конкреций служат периодически повторяющиеся явления массового переворачивания, совпадающие по времени с периодами остановки их роста и тотальной деструкции. Таким образом, образование железомарганцевых конкреций носит прерывистый характер, разделяемый периодами полного прекращения роста, который связан с тектонической деятельностью глубинных разломов. Эти периоды отмечаются в разрезах всех ЖМК и хорошо взаимоувязываются друг с другом, охватывая значительные площади океанского дна. Онтогенический и микростратиграфический анализ ЖМК указывает на катастрофический характер перерывов для железомарганцевого рудогенеза. Происхождение и характер этих катастрофических явлений оставался загадкой до сегодняшнего дня. В изученных железомарганцевых конкрециях выделяется более десяти периодов остановки роста с их разрушением и массового переворота [6]. Образование ЖМК происходит постоянно. Доказательством являются различные включения техногенного характера (молотки, болты, крышки от пива и т.д.)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурын Г.Н. Рудный потенциал океана // Природа. 2002. № 5.
2. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М., 1998.
3. Геологические аспекты новой энергии «Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа». Москва, ВНИИОЭНГ. 2008. № 2. С. 40–53.
4. Tarassenko G.V. Tarassenko M.G. Cold fusion on the basis of the model of the planet Earth // Proceedings, the 20th International Conference on Cold Fusion:ICCF-20th edition of the International Conference on Condensed Matter Nuclear Science, in Sendai, Japan, from October 2nd to October 7th, 2016.
5. Tarassenko G.V. Cold fusion on the basis of the model of the planet Earth // Proceedings, the 20th International Conference on Cold Fusion:ICCF-20th edition of the International Conference on Condensed Matter Nuclear Science, in Sendai, Japan, from October 2nd to October 7th, 2016.
6. Глазырин Е.А., Юбко В.М. Феномен периодического массового переворачивания океанских железо-марганцевых конкреций // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2009. № 2. С. 254–257.

Electrical leads to the formation of cold nuclear fusion processes in the crust in the form plasmoids (globular and linear lightning). The plasma has great kinetic energy, converting some other chemical elements. Examples of such processes are iron-manganese concretions, the origin which is associated with plasmoid forming spreading zones, transform faults and other tectonic violations. Deep fluids and are the main material for the formation of nodules of which is due to nuclear fusion formed of iron, manganese, and rare metals.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru)

Пирокластические провинции и циклы взрывного вулканизма в бассейне Атлантического океана.

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

Pyroclastic province and cycles of explosive volcanism in Atlantic

Ключевые слова: вулканизм, магматизм, циклы эруптивного вулканизма, пирокластика, пирокластические провинции, плюмы, геодинамические обстановки.

Проведено обобщение данных по распределению пирокластики в осадочном чехле Атлантического океана (более 240 скважин глубоководного бурения проектов DSDP, ODP), изучен химический состав вулканических стекол. По результатам исследований выделены типы пирокластических провинций в Атлантическом океане. Выделены эпохи кайнозойского взрывного вулканизма за период в 140 млн лет, подсчитаны объемы пирокластического материала. Выявлена эволюция химического состава пеплов Норвежско-Гренландского региона и их связь с кристаллизационной дифференциацией базальтоидов в магматических камерах, с магматическими циклами Исландского (Сибирского) плюма.

Проведено обобщение данных по пространственно-временному распределению пирокластики в осадочном чехле Атлантического океана. Основу фактического материала составили данные по кернам более 240 скважин глубоководного бурения. Сюда входят литологические описания слоев пирокластики (свыше 3000 описаний), данные по минеральному составу (около 2000 проб), химические анализы пирокластического материала и вулканических пород предполагаемых центров извержений (2000 анализов).

Актуальность данного исследования заключается в следующем:

1. Обобщения данных по пирокластическому материалу в океанах необходимо для восстановления геологической истории, проведения палеогеографических и палеоклиматических реконструкций, прогнозирования минеральных ресурсов океанов.

2. Работа позволит проследить эволюцию магматических процессов, приведших к формированию Атлантики, оценить влияние вулканизма на климат как в локальном, так и в региональном масштабе. Решать проблемы геодинамики и геоэкологии.

По составу продуктов взрывов кайнозойского вулканизма и геодинамических обстановок выделяются следующие главные типы (рис. 1): 1 – плюмовый исландского типа (Норвежско-Гренландский бассейн и

часть Северной Атлантики), 2 – плюмовый Канарского типа (Центрально-Восточная Атлантика, возвышенность Сьерра-Леоне, о-ва Зеленого мыса), 3 – плюмовый типа Тристан-да-Кунья (возвышенность Рио-Гранде, Китовый хребет, поднятие океанской коры Метеор и Шона, хр. Агульяс), 4 – субдукционный Центрально-Американского типа и Малой Антильской островной дуги (Карибский бассейн, западная часть Центральной Атлантики, море Скоша), 5 – субдукционный (коллизийный) средиземноморского (альпийского) типа (Средиземное море).

Основные результаты.

1. Авторами разработаны методики расчленения и корреляции разрезов пирокластических отложений.

2. Проведены аналитические расчеты мощностей пирокластического материала, захороненного в осадочном чехле океанов и морей, где его сохранность и представительность намного выше, чем на континентах и островах. Подсчитаны объемы пирокластике. По этим данным авторам впервые удалось более полно определить возрастные рамки эксплозивного вулканизма и его эволюцию в Атлантике.

3. Составлены схемы распределения пирокластике в разрезах осадочного чехла (тефрограммы) и карты-схемы ареалов ее распространения за отдельные временные интервалы, которые соответствуют горизонтам международной стратиграфической шкалы (в основном поярского), подсчитаны его объемы.

4. Показано, что пирокластическа распределена неравномерно (рис. 2). В целом, в осадочной толще его доля незначительна (первые проценты), но есть районы с большой мощностью (сотни метров и более) и большим количеством (более 1000) слоев пирокластике. Основная часть вулканического пепла в океанских осадках (более 50%) является результатом эолового разноса.

5. Выделены следующие эпохи кайнозойского эксплозивного вулканизма: эоценовая, миоцен-четвертичная, при этом четвертичный вулканический цикл характеризуется максимальными объемами выброшенной вулканокластике за последние 20 млн. лет.

6. Выявлено изменение петрохимического состава вулканических стекол, которое отражает эволюцию вулканизма в магматических регионах - от позднемиоценового низкоэруптивного базальтового вулканизма до кислого (дациты, риолиты) высокоэруптивного вулканизма в миоцен-современное время. Это подтверждено динамикой увеличения со временем площадей разноса пирокластике в регионах. Выявлена эволюция химического состава пеплов Норвежско-Гренландского региона и их связь с кристаллизационной дифференциацией базальтоидов в магматических камерах, с магматическими циклами Исландского (Сибирского) плюма.

7. Доказана возрастающая роль эксплозивного вулканизма Исландского плюма во временные интервалы 65-0 млн. лет (от палеоцена к

современному периоду) (рис. 3). В этом интервале выделяются несколько вулканических мегациклов разного ранга. Наиболее крупные из них по объемам выброшенной вулканами пирокластики – эоценовый, миоценовый и плейстоценовый мегациклы. Наиболее частые эксплозии вулканов Исландского плюма происходили в раннем эоцене, раннем плиоцене и плейстоцене. Выявлено, что в современный (четвертичный) период ареалы пирокластики охватывали не только большую часть Норвежско-Гренландского бассейна, но распространялись на акваторию Баренцева моря. Характерна конфигурация ареалов, соответствующая современной розе ветров над Исландией.

8. Изучение пирокластики позволило решить ряд палеогеографических задач. Так изучение распределение направления разноса пеплов в Центральной Атлантике за период последних 80 млн. лет показывает, что оно в ряде случаев сходно с современным направлением пассатного переноса и явилось причиной накопления пирокластических слоев в Канарской котловине, а также в зоне материкового подножия африканского континента по линии от Канарских островов до островов Зеленого Мыса. В Карибском бассейне пирокластический материал Малых Антильских островов достигал южной части Колумбийской котловины. Изучение конфигурации ареалов пеплопадов в Норвежско-Гренландском регионе показало их соответствие современной розе ветров над Исландией (рис. 3).

Авторами по данной теме опубликовано более 100 научных статей в рецензируемых журналах по изучению продуктов магматизма и вулканизма в океанах, в том числе и в Атлантике. Харин Г.С. участвовал в глубоководном бурении по программе DSDP на б/с «Гломар Челленджер», рейс 38 в Норвежско-Гренландском бассейне. В качестве петролога изучал керны базальтов 38 и 39 рейсов и образцы магматических пород, полученных драгировками и при глубоководных погружениях на подводном аппарате «Мир» в разных районах Атлантики. Исполнители проекта располагают коллекциями керна осадков и каменного материала, а также личными наблюдениями над условиями его нахождения и сбора, что немаловажно для геологии океана.

Исследование продуктов эксплозивного вулканизма поддерживались проектами РФФИ (гранты 96-05-65639, 01-05-64182, 06-05-64169).

A generalization of data on the distribution of pyroclastics in the sedimentary cover of the Atlantic Ocean (more than 240 sites of deep-sea drilling projects DSDP, ODP), studied the chemical composition of volcanic glasses. According to the results of research, the types of pyroclastic provinces in the Atlantic Ocean are distinguished. The ages of Cenozoic explosive volcanism during the period of 0-140 million years are singled out, the volumes of pyroclastic material are calculated. The evolution of the chemical composition of volcanic ash and their relationship to the crystallization differentiation of basaltoids in magmatic chambers and with magmatic cycles of plumes are revealed.

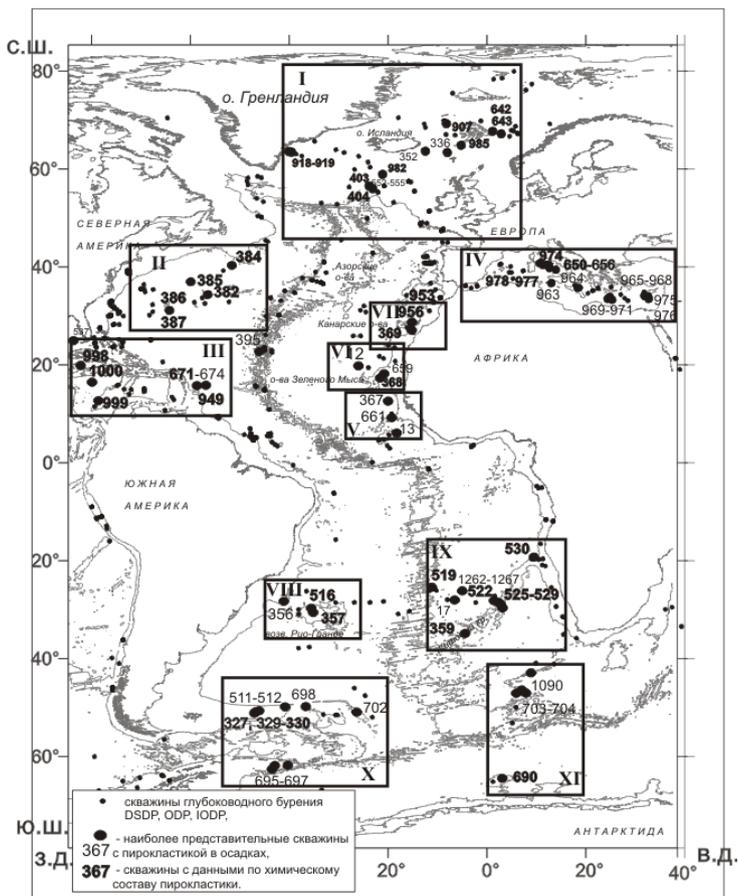


Рисунок 1. Распределение скважин с пирокластическим материалом по провинциям Атлантики. I – Норвежско-Гренландская провинция (скв. 916-919, 407-409, 336, 352, 403, 404, 552-556), II – Центрально-Западная провинция, III – Карибская провинция (998-1000, 537, 671-674), IV – Средиземноморская провинция (974, 963-974, 650-656); Центрально-Восточная Атлантика: V – провинция Сьерра-Леоне (13, 367, 661), VI – о-ва Зеленого мыса (368, 659, 12), VII – Канарская провинция (953, 369); Юго-Восточная Атлантики: VIII – провинция Рио-Гранде (356, 357, 516), IX – Китовый хребет (1262-1267, 525-529, 17, 359, 530); Приантарктическая Атлантика: X – провинция Скоша (327, 329, 330, 702), XI – Юго-Восточная Атлантика (поднятие океанской коры Метеор и Шона, скв. 690, 703-704, 1090).

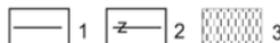
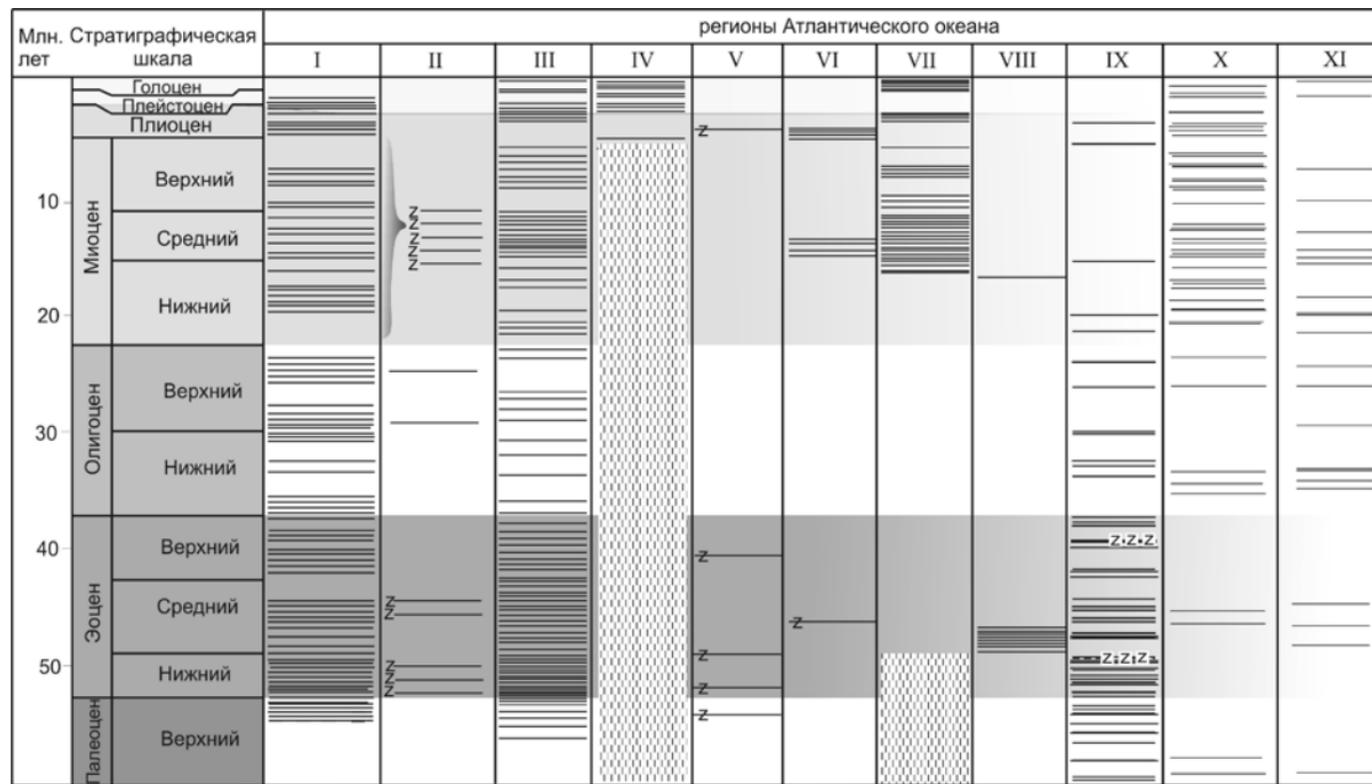


Рисунок 2. Стратиграфическое распределение пирокластики по отдельным регионам Атлантики. 1 – слои пепла, вулканические брекчии, гиалокластика, 2 – измененные пеплы (цеолитовые глины с вулканическим стеклом), 3 – интервалы не отобранные бурением; регионы Атлантики: см. условные обозначения на рис. 1.

**Харин Г.С.¹, Жуковская И.П.², Ерошенко Д.В.¹,
Исаченко С.М.¹, Адамович А.Б.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

kharin@atlas.baltnet.ru; ² Национальный парк «Куршская коса», Калининград, e-mail:
nehnung2@mail.ru)

Штормовые рудные и гранатовые россыпи на пляжах Куршской косы

**Kharin G.S.¹, Zhukovskaya I.P.², Eroshenko D.V.¹,
Isachenko S.M.¹, Adamovitch A.B.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²National park "Curonian Spit",
Kaliningrad)

Storm ore and pomegranate deposits on the beaches of the Curonian Spit

Ключевые слова: песок, россыпи, ильменит, циркон, пляжи, Балтийское море, Куршский залив

Изучены составы и механизмы формирования рудных и гранатовых россыпей на песчаных пляжах Балтийского моря и Куршского залива. Даны заключения о практическом и теоретическом значениях рудоносности россыпей.

Во время сильного ветра и штормового волнения на пляжах Балтийского моря и Куршского залива формируются россыпи черных рудных минералов и розовых гранатов, залегающих на желто-серых и серых полимиктовых и кварцевых песках. На морском пляже россыпи прослеживаются полосами длиной до нескольких километров и шириной до 20 м в верхних частях пляжей и резко отличаются от расположенных мористее нерудных песков пляжа (рис. 1). В закопушках россыпи имеют слоистые разрезы, состоящие из чередования черных рудных и розовых гранатовых тонких (до 5–10 см) прослоев, общей мощностью до 30 см. Рудные и гранатовые прослои на пляже залива тоньше и выглядят более упорядоченными (рис. 1б).

В июле и августе 2015 г. при штормовом нагоне воды были сформированы рудные и гранатовые россыпи на пляжах моря и залива, после рекогносцировочного обследования нами сделаны закопушки и задокументированы разрезы (рис. 1а, 1б). По разрезу на морском пляже из цветных прослоев отобрано 6 проб, на пляже залива – 9. Гранулометрический состав проб изучался путем механического просеивания на ситах 0.5; 0.25 и 0.05 мм.

Минеральный состав проб изучался в иммерсионных препаратах на поляризационном микроскопе Leica DM2500. Изучались навески из фракции 0.25–0.10 мм с подсчетом 350 зерен. Фракция 0.5–0.25 мм просмотрена под бинокулярным микроскопом МБС-1. По данным микроскопического изучения выбраны на химический анализ две пробы с

повышенным содержанием рудных минералов и граната, по одной пробе с морского пляжа (проба 1) и пляжа Куршского залива (проба 6).

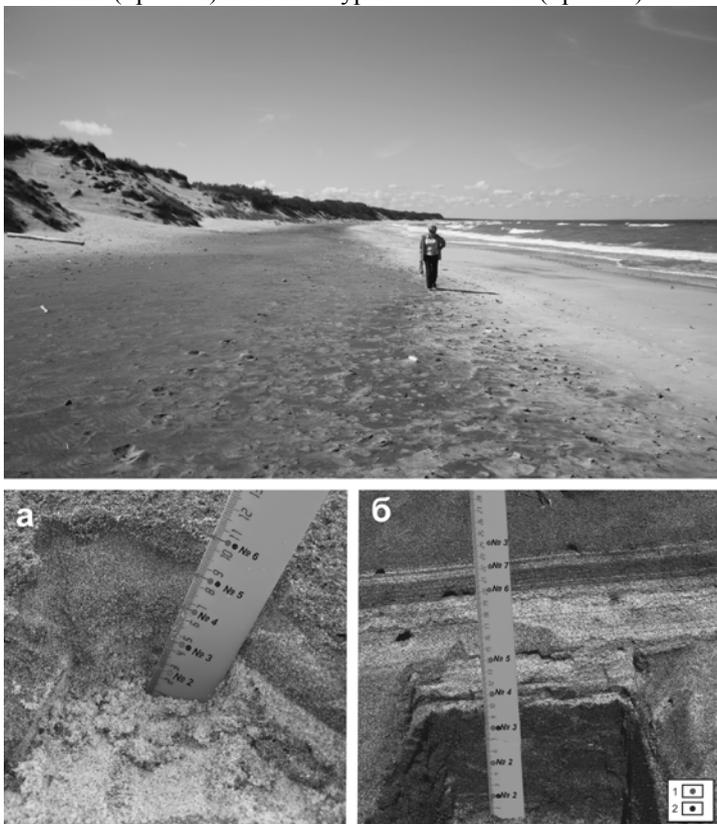


Рисунок 1. Гранатовые россыпи на морском пляже Куршской косы: а – разрез россыпи на морском пляже (ст. 081), б – разрез россыпи на пляже Куршского залива (ст. 082). 1 – проба на минералогический анализ, 2 – проба на гранулометрический анализ.

Главной целью изучения рудных и гранатовых россыпей было определение их составов, источников поступления минералов, механизм и условия формирования россыпей.

Рудоносные пески на морском пляже Балтийского моря образуются при штормовых волнениях и свежих ветрах (8–11 м/с). Рудные пески сначала выносятся «волновым заплеском» на поверхность пляжа. Затем при свежем ветре (до 11 м/с) происходит вынос более легких фракций светлых, в основном кварцевых зерен, с поверхности. Темные минералы представляют собой прерывающиеся ленты и линзы на поверхности желтого, в основном

кварцевого, пляжа. Обычно линзы с темными минералами формируются в карманах золотой (ветровой) ряби (на подветренном крутом гребне). Прерывающиеся ленты располагаются почти параллельно простираению слоев.

Рудоносные пески пляжа Куршского залива, как правило, формируются в более спокойной ветровой и волновой обстановке. Ширина пляжа Куршского залива не превышает 1.5 м. Залежь рудоносных песков имеет ширину в крест простираения не более 0.5 м, при длине редко более 1000 м.

Рудоносные пески морского и заливного пляжей состоят всего из трех размерных фракций (мм): 1 – (0.5–0.25); 2 – (0.25–0.10); 3 – (0.10–0.05). Фракции размером >0.5 мм и <0.05 мм в песках отсутствуют. Они, видимо, были отложены на больших глубинах моря (фракции > 0.5 мм) и удалены течениями моря и ветром (фракция < 0.05 мм). В рудных песках морского пляжа количество фракций (0.5–0.25 мм) и (0.25–0.10 мм) примерно, одинаково (около 50%), или незначительно колеблется как в ту, так и в другую сторону. Поэтому их следует называть средне–мелкозернистыми песками. Рудоносные пески заливного пляжа отличаются от песков морского пляжа своей мелкозернистостью, что можно объяснить их большей сортированностью, возникшей в результате более длительной водной и воздушной транспортировки.

В рудных песках заливного пляжа количество черных рудных минералов несколько выше, чем на морском пляже (до 60–70%), Fe до 28%, Ti до 3.9%, но также имеются «разубоженные» горизонты (до 35.5%) за счет высокого содержания кварца. Схожестью рудоносных песков морского и заливного пляжей является высокая концентрация в них граната. В большинстве изученных горизонтов она составляет около 20% состава фракции 0.25–0.10 мм, но в песках заливного пляжа имеются горизонты с содержанием граната до 36.5%, тогда как в песках морского пляжа, наоборот, в отдельных горизонтах его концентрация уменьшается до 12.1%. Различны рудные пески по содержанию циркона, на морских пляжах оно выше (до 13.1%), на пляжах залива не более 5.2%.

Большинство исследователей [1–3] полагают, что терригенный материал, за счет которого образовалась Куршская коса, приносится вдольбереговыми течениями при размыве берегов Самбийского полуострова и что этот материал служит источником рудных компонентов в пляжевых песках. Однако данные [4] о составе аксессуарных минералов неогеновых и палеогеновых осадков и пород, слагающих большую часть полуострова, свидетельствует о том, что этот источник не мог обеспечить полный набор аксессуарных минералов рудных песков пляжей Куршской косы. В них, например, отсутствуют гранат, постоянно присутствующий во всех горизонтах рудного слоя. Следовательно, существует какой-то другой источник, содержащий гранат. Им, очевидно, являются ледниковые отложения, содержащие экзарированные продукты докембрийских

метаморфизованных пород. Эти породы, гранатовые гнейсы и сланцы, широко развиты на Балтийском щите, слагая большие площади во всех скандинавских странах. Обломки гранатовых гнейсов часто встречаются в моренных отложениях. В межледниковых корах выветривания и в продуктах их размыва гранат накапливается, т.к. является устойчивым минералом [5]. Не исключено, что в озерно-ледниковых отложениях плейстоцена имеются уже готовые гранатовые пески с хорошо окатанными зернами граната. Именно они являются источником граната при размыве на дне моря. На пляжи гранат выносятся при свежих (8–10.7 м/с) ветрах и умеренных волнениях моря (4 балла).

Наблюдения показывают, что формирование и разрушение рудных песков на пляжах Куршской косы, а также на пляжах коренного побережья Калининградской области подвержены некоторой периодичности, связанной с интенсивностью морских волнений и направления и силы ветров, прибрежных течений в море и заливе. Следует заметить, что подобная периодичность существует и в выносе на пляжи Самбийского полуострова обломков янтаря, вымываемых их подводных обнажений «янтареносного» слоя голубой земли. Местное население это знает и заранее готовится к его ловле и сбору.

Процессы перемыва и шлихования осадков, наблюдаемые сейчас на морских пляжах Балтики, приводят к формированию не только рудоносных отложений, обогащенных ильменитом, рутилом, лейкоксеном, а также гранатом, цирконом, но и к накоплению в определенных местах – ловушках залежей янтаря. Одно из крупных скоплений последнего (размером до 100 тыс. тонн) давно известно в современных верхнечетвертичных отложениях Куршского залива. Ранее (в 1860–1899 гг.) там было добыто промышленным путем более 3–х тыс. тонн янтаря, переотложенного при размыве его эоценовых залежей голубой земли на склоне Самбийского полуострова [6].

Возникают вопросы, не могут ли при этих процессах возникнуть и регенерироваться (при разработке) столь же крупные залежи рудоносных осадков, как и янтароносных. Следует также иметь в виду, что подобные крупные месторождения титан-цирконовых песков известны в Сибири, Белоруссии, на Украине и в других местах в морских отложениях мезозоя и палеогена. Ответить на этот вопрос пытались советские геологи (России, Украины, Латвии) в 1966–1968 гг. [7]. Тогда были проведены комплексные геолого-поисковые, разведочные и технологические исследования мелководных прибрежных осадков Юго-Восточной Балтики, от Куршской косы до Венспилса. В районе Лиепая-Папе выявлены 4 рудные залежи общей протяженностью 38 км и средней мощностью 0.73 м со следующим средним содержанием рудных минералов: 1 – ильменита – 23.10 кг/м³; 2 – рутила – 7.80 кг/м³; 3 – циркона – 5.10 кг/м³. Подсчитаны запасы по категории С₂. При помощи землесосного снаряда «Выборгский» и

обогатительных установок было получено 58 тонн рудного концентрата для проведения технологических исследований. При магнитной сепарации из него получен ильменитовый концентрат с 98% ильменита и 50.41% TiO_2 . Дальнейшие исследования и детальная разведка выявленных рудоносных залежей не проводилась. Причинами этого, видимо, были их малая рентабельность и небольшие запасы по сравнению с подобными месторождениями в Сибири, Белоруссии и Украине.

Учитывая результаты проведенных выше исследований прибрежных рудоносных осадков Юго-Восточной Балтики, а также современную геополитическую обстановку в Прибалтике и проблемы экологии, возникающие при эксплуатации прибрежных месторождений, следует сделать вывод, что высокие концентрации титаносодержащих минералов, циркона, граната в рудных песках Куршских пляжей и других участков Калининградской прибрежной зоны практического значения не имеют. Вместе с тем, их значение, как и значение процессов их формирования, важно с теоретических позиций и может быть использовано при геологических поисках и исследованиях подобных залежей в морских осадках фанерозоя на континентах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А. и др. Геолого-геоморфологическое изучение Куршской косы и некоторые этапы ее развития // Геоморфология. 2006. № 3. С. 37–38.
2. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
3. Болдырев В.Л. Проблемы сохранения и обустройства берегов Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природы Куршской косы. Калининград, 2005. С. 29–37.
4. Харин Г.С., Блажчишин А.И. Неогеновые и палеогеновые осадки и породы как источники питания россыпей Юго-Восточной Балтики // Изучение условий формирования подводных россыпей. Рига. ВНИИМОРГЕО. 1972. С. 79–83.
5. Гайгалас А.К. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы // Вильнюс: Мокалас, 1979. 98 с.
6. Харин Г.С., Ерошенко Д.В., Жуковская И.П. Янтареносные отложения Куршского залива // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: БФУ, 2014. С. 218–227.
7. Отчет по геологической разведке прибрежно-морской россыпи ильменито-рутило-цирконовых песков в районе мыса Бернаты на Балтийском море // Москва-Калининград. Фонды АО ИО РАН. 1968. 200с.

The compositions and mechanisms of the formation of ore and placers on the sandy beaches of the Baltic Sea and garnets on the beaches of the Curonian Lagoon are studied. Conclusions are given about the practical and theoretical values of ore-bearing placers.