



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



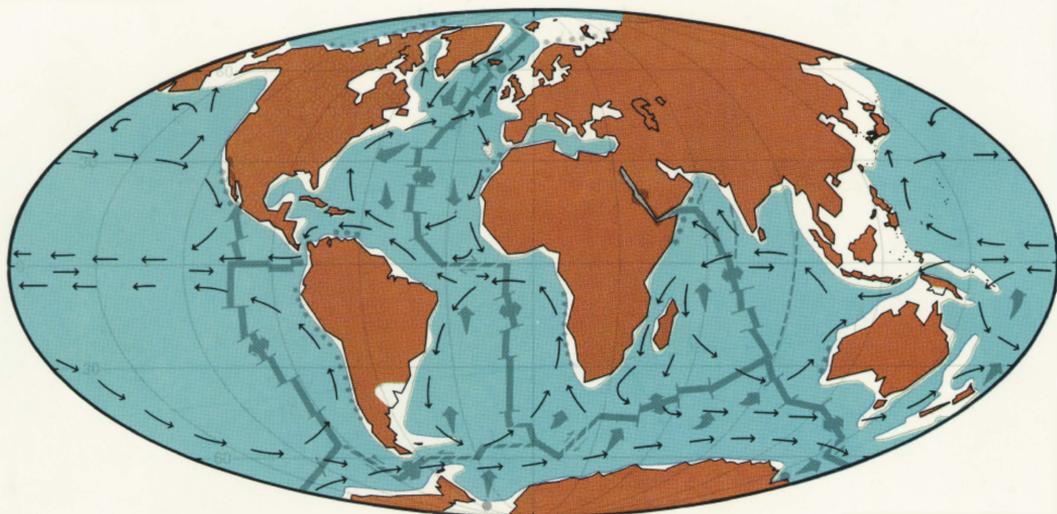
Материалы
XXII
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2017

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том I



*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 I

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 20–24, 2017

Volume I

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. I. – М.: ИО РАН, 2017. – 286 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 I рассмотрены проблемы палеоокеанологии, палеоэкологии, биостратиграфии, перекрестной корреляции отложений.

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. I. – Moscow: IO RAS, 2017. – 286 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 I includes reports devoted to the problems of paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of deposits.

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

<i>Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П.</i> Итоги XXI научной конференции (Школы) по морской геологии	13
<i>Лисицын А.П., Алехина Г.Н., Антонова Л.В., Ушакова М.Г.</i> Юбилеи и юбиляры Института океанологии им. П.П. Шишова РАН в 2016–2017 гг.	21

Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция морских и сухопутных отложений

<i>Астахов А.С., Дарьин А.В., Калугин И.А., Лю Янгуанг</i> Возможности палеоклиматических реконструкций по данным субмиллиметрового сканирования химического состава шельфовых отложений	35
<i>Бараш М.С.</i> О развитии морской биоты фанерозоя в геомагнитном поле	40
<i>Беньямовский В.Н.</i> Актуализированная стратиграфическая схема нового поколения палеогеновых отложений юга Русской и севера Скифской плит-ключевого бассейна в субширотной коммуникационной системе палеогеновых эпиконтинентальных морей Евразийского Пери-Тетиса	45
<i>Бровина Е.А.</i> Динамика разнообразия нижнемеловых родов <i>Hedbergella Bronnimann et Brown, 1958</i> и <i>Clavihedbergella Banner et Blow, 1959</i> , как ключ к пониманию экологических событий	50
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Некоторые проблемы интерпретации происхождения черных сланцев во время «океанских аноксических событий» (OAEs)	55
<i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Арсланов Х.А., Макарова Т.Р., Иванова Е.Д., Харламов А.А., Лебедев И.И.</i> Проявление палеоцунами на побережье Большого Владивостока в историческое время и в голоцене	60
<i>Гладенков А.Ю.</i> Роль микропалеонтологических данных в изучении материалов глубоководного бурения в Мировом океане: опыт первых 50 лет	65
<i>Гладенков Ю.Б.</i> Шельфовые отложения кайнозоя северо-западной части Тихого океана. Подходы к их стратиграфическому расчленению и корреляции	70
<i>Голикова Е.А., Михайлов Д.А., Корсун С.А.</i> Фораминиферы	73

соленых маршей <i>Trochammina inflata</i> в Белом море: экофенотип или новый подвид?	
<i>Горовая М.Т., Ващенко Н.Г.</i> Палинологическая характеристика неогеновых отложений возвышенности Ямато (Японское море)	77
<i>Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Наушко И.М.</i> Геохимические особенности отдельных слоев в верхнедевонских отложениях Волго-Урала (на примере геологического разреза Южно-Татарского свода)	82
<i>Деркачев А.Н., Уткин И.В., Николаева Н.А., Горбаренко С.А., Малахова Г.И., Портнягин М.В., Сахно В.Г., Ши Хуефа, Лю Хуа Хуа</i> Прослой тефры эксплозивных извержений вулкана Байтоушань (Пектусан) в четвертичных отложениях Японского моря	87
<i>Дмитренко О.Б.</i> Неправильные дискоастеры в осадках ЮЗ Атлантики – сигнал к вымиранию в конце плиоцена	92
<i>Дорохова Е.В., Дорохов Д.В., Панкратова Е.М., Кравченко А.Н., Капустина М.В.</i> Локальная депрессия в рельефе дна Борнхольмской впадины (Балтийское море): генезис и особенности осадконакопления	97
<i>Зенина М.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Бредли Л.Р., Маррет Ф.</i> Голоценовые сообщества остракод на краю шельфа у северо-восточного побережья Черного моря	102
<i>Иванова Е.В., Овсепян Е.А., Романова А.В., Видаль Л., Бофор Л., де Гаридель-Торон Т.</i> Влияние орбитальных параметров на изменения палеопродуктивности в тропической области Тихого океана за последние 250 тыс. лет	106
<i>Иванова Е.Д.</i> Находки бентосных фораминифер в среднеплейстоценовых отложениях Малой Курильской гряды (о. Танфильева)	109
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы и диатомовые водоросли как индикаторы морских ледовых условий моря Лаптевых	114
<i>Князева О.В., Корсун С.А.</i> Сравнение сообществ высокоширотных бентосных фораминифер в летний и зимний период	119
<i>Кулешова Л.А., Овсепян Е.А., Иванова Е.В.</i> Палеоокеанологические условия в юго-западной части Атлантического океана (район поднятия Риу-Гранди) в	122

средне-позднечетвертичное время	
<i>Лебедев И.И.</i> Сравнение цунамиопасности Восточного Приморья, о-ва Сахалин и Курильских островов на основе данных об осадках цунами	126
<i>Левитан М.А.</i> Пелагический плейстоцен Мирового океана	131
<i>Левитан М.А.</i> Накопление Скарб на континентах и в океанах в позднем мезозое-кайнозое	135
<i>Маленкина С.Ю.</i> Микробиальные постройки нижнемеловой фосфатно-сидеритовой плиты в г. Дзержинский (Московская область)	140
<i>Мартынович Н.В.</i> Зубы ископаемых акул в железомарганцевых конкрециях из фондов Музея Мирового Океана	144
<i>Матлай Л.М.</i> Известковый наннопланктон мезозойских отложений Крымского континентального склона	149
<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> Достигала ли акчагыльская трансгрессия территории Армении?	154
<i>Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г., Иванова Е.В.</i> Контуритовая парадигма и зональность океанского седиментогенеза	159
<i>Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.</i> Дегляциация Баренцева моря	164
<i>Насыров А.Х., Мурдмаа И.О., Овсепян Е.А., Боев А.Г., Дара О.М.</i> Литология голоценовых осадков впадины пролива Кембридж (Земля Франца-Иосифа)	169
<i>Никонов А.А.</i> Флюидоизвержения со дна внутренних водоемов при моретрясениях и землетрясениях как фактор нарушения первичной стратификации донных отложений и значимость феномена при палеогеографических реконструкциях	174
<i>Новичкова Е.А., Баширова Л.Д., Демина Л.Л., Козина Н.В.</i> Первые данные по литолого-геохимическим особенностям осадконакопления на западном склоне хребта Рейкьянес (ст. АИ-3378, Северная Атлантика) в течение последних 190 тыс. лет	179
<i>Новичкова Е.А., Рейхард Л.Е., Беляев Н.А., Алиев Р.А., Кравчишина М.Д.</i> Реконструкции ледово-гидрологических условий осадконакопления в западной части Карского моря за последние 240 лет по данным комплексных геолого-микрорепалеонтологических исследований	184
<i>Обрезкова М.С., Поспелова В.Ю.</i> Цисты динофлагеллат в	189

поверхностных осадках Чукотского моря <i>Овсеян Е.А., Иванова Е.В., Гречихина Н.О.</i>	193
Позднечетвертичные океанологические условия в южной части подводного плато Сан-Паулу (Юго-Западная Атлантика) по микропалеонтологическим и изотопным данным <i>Овсеян Е.А., Иванова Е.В., Лембке-Йене Л., Макс Л., Тидеманн Р., Нюрнберг Д.</i>	197
Океанологические вариации в Беринговом море в течение двух последних ледниковых циклов: связь с климатическими изменениями в Северной Атлантике <i>Овсеян Я.С., Новичкова Е.А., Тихонова А.В., Козина Н.В., Корсун С.А., Матуль А.Г.</i>	202
Мультидисциплинарные исследования колонки с северо-восточной континентальной окраины Шотландии: микрофауна и литология <i>Оськина Н.С., Хусид Т.А., Либина Н.В., Доманов М.М.</i>	206
Находки тепловодных планктонных фораминифер в Арктике и их связь с атлантическими течениями <i>Палечек Т.Н.</i>	210
Новые данные о распространении семейства Prunobrachidae на Северо-Востоке России <i>Палечек Т.Н.</i>	215
Тектоностратиграфия мезозойских комплексов Корякского нагорья по радиоляриям <i>Плетнев С.П., Романова А.В., Юньхуа Ву, Аннин В.К., Уткин И.В., Верещагина О.Ф.</i>	219
Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 10 000 лет <i>Пономаренко Е.П., Кречик В.А.</i>	223
Распределение бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря как индикатор затоков североморских вод <i>Прошина П.А., Тесакова Е.М.</i>	228
Планктонные фораминиферы и остракоды пограничного кампан-маастрихтского интервала (верхний мел) разреза Чах-Махлы (ЮЗ Крым): биостратиграфия и палеоэкология <i>Сафарова С.А.</i>	233
Палинологический материал в составе аэрозолей как один из источников образования осадочного вещества морских акваторий <i>Сивков В.В., Дорохова Е.В., Баширова Л.Д., Новичкова Е.А.</i>	238
Материал ледового разноса в плейстоцен-голоценовых осадках дрефта Глория (Северо-Западная Атлантика)	

- Симагин Н.В., Мурдмаа И.О.* Осадочное заполнение трансформных долин зоны разломов Вима (Центральная Атлантика) 243
- Соколова Е.А.* Сравнение танатоценозов маастрихтских планктонных фораминифер из некоторых скважин Атлантического океана и разреза в русле реки Кавярзе (Горячий Ключ) 248
- Тихонова А.В., Чеховская М.П., Оськина Н.С., Mohan R., Новичкова Е.А., Кравчишина М.Д.* Изменение палеогеологических условий Норвежского моря (ст. АМК-5188) в позднечетвертичное время по данным фораминиферового анализа 253
- Цой И.Б., Обрезкова М.С., Аксентов К.И., Астахов А.С., Ши Суэфа, Ху Лимин, Коляда А.Е.* Изменение среды южной части Чукотского моря в позднем голоцене на основе диатомового анализа 258
- Шурупова Я.А., Тесакова Е.М.* Филогенез остракод вида *Palaeocytheridea (Palaeocytheridea) kalandadzei* Tesakova из верхнего байоса – нижнего бата (средняя юра) из Сокурской скважины, Саратов 263
- Янченко Е.А., Горбаренко С.А.* Отклик радиолярий на глобальные орбитальные и тысячелетние изменения климата и среды Охотского моря 268
- Bubenshchikova N., Nürnberg D., Schönfeld J.* Variations of the bottom water conditions in the Okhotsk Sea during the Last Interglacial based on the Mg/Ca ratios and stable isotopes of the benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. 273
- Пономарева В.В., Портнягин М.В., Деркачев А.Н., Базанова Л.И., Бубеницкова Н.В., Зеленин Е.А., Rogozin A.N., Плечова А.А., Горбаренко С.А.* Сводный разрез горизонтов тефры, захороненных в осадках подводной горы Детройт за последние 7.2 миллиона лет, как основа для региональных корреляций и летопись крупнейших эксплозивных извержений вулканических дуг Северной Пацифики 277
- Штыркова Е.И., Полякова Е.И.* Палеоэкологические реконструкции среды осадконакопления в дельте Волги на основе диатомовых ассоциаций из осадков р. Рыча 282

CONTENTS

<i>Lisitzin A.P., Politova N.V., Shevchenko V.P.</i> Resume of 20 th Scientific Conference (School) on Marine geology	13
<i>Lisitzin A.P., Alekhina G.N., Antonova L.V., Ushakova M.G.</i> Anniversaries and persons of P.P. Shirshov Institute of Oceanology whose anniversary were celebrated in 2016–2017	21
Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits	
<i>Astakhov A.S., Dar'in A.V., Kalugin I.A., Liu Yanguang</i> Possibility of paleoclimatic reconstructions according to sub-millimeter scanning chemical composition of shelves sediments	35
<i>Barash M.S.</i> On the development of the marine biota of the Phanerozoic in the geomagnetic field	40
<i>Benyamovskiy V.N.</i> The actualized stratigraphic scheme of a new generation of Paleogene deposits of the south of the Russian and northern Scythian plates – the key basin in the sublatitudinal communication system of the Paleogene epicontinental seas of the Eurasian Peri-Tethys	45
<i>Brovina E.A.</i> Dynamics of diversity in the lower Cretaceous genera <i>Hedbergella</i> Bronnimann et Brown, 1958 <i>Clavishedbergella</i> Banner et Blow, 1959, as the key to understanding environmental events	50
<i>Gavrilov Yu.O.</i> Some problems of interpretation of black shales origin during "oceanic anoxic events" (OAEs)	55
<i>Ganzev L.A., Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Arslanov Kh.A., Makarova T.R., Ivanova E.D., Kharlamov A.A., Lebedev I.I.</i> Manifestation of paleotsunami on the coast of Great Vladivostok in historical time and in the Holocene	60
<i>Gladenkov A.Yu.</i> Role of micropaleontological data in study of materials of deep-sea drilling in the World Ocean: the first 50 years experience	65
<i>Gladenkov Yu.B.</i> Cenozoic shelf deposits of the northwest Pacific. Approaches to their stratigraphic subdivision and correlation	70
<i>Golikova E.A., Mikhailov D.A., Korsun S.A.</i> The salt marsh foraminifer <i>Trochammina inflata</i> in the White Sea: a local variety or new subspecies?	73
<i>Gorovaya M. T., Vashchenkova N.G.</i> Palynological characteristic	77

of the Neogene deposits of Yamato rise (the Sea of Japan) <i>Gottikh R.P., Pisotskiy B.I., Naumko I.M.</i> Geochemical	82
peculiarities of separate strata in Upper Devonian deposits of the Volgo-Ural (based on the example of geological section of Southern-Tatarian vault)	
<i>Derkachev A.N., Utkin I.V., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A., Malakhova G.I., Portnyagin M.V., Sakhno V.G., Shi Xuefa, Lu Huahua</i> The tephra layers of the explosive eruptions of the Baitoushan (Paektusan) volcano in the Quaternary deposits of the Sea of Japan	87
<i>Dmitrenko O.B.</i> Irregular discoasters from the SW Atlantic bottom sediments as a signal to extinction in the Late Pliocene end	92
<i>Dorokhova E.V., Dorokhov D.V., Pankratova E.M., Kravchenko A.N., Kapustina M.V.</i> Local depression of bottom relief of the Bornholm deep (Baltic Sea): genesis and sedimentation characteristics	97
<i>Zenina M.A., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Bradley L.R., Marret F.</i> Holocene ostracod assemblages from the northeastern Black Sea shelf edge	102
<i>Ivanova E.V., Ovsepyan E.A., Romanova A.V., Vidal L., Beaufort L., Garidel-Thoron T.</i> Impact of orbital parameters on paleoproductivity changes in the tropical Pacific over the last 250 ka	106
<i>Ivanova Ye.D.</i> The finds of benthic foraminifera in the Middle Pleistocene sediments of the Lesser Kuril Ridge (Tanfiliev Island)	109
<i>Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.</i> Aquatic palynomorphs and diatoms as indicators of marine ice conditions in the Laptev Sea	114
<i>Kniazeva O.V., Korsun S.A.</i> A comparison of high-latitude benthic foraminifera communities in winter and summer seasons.	119
<i>Kuleshova L.A., Ovsepyan E.A., Ivanova E.V.</i> Middle and Late Quaternary Oceanographic Conditions in the western South Atlantic (Rio Grande Rise)	122
<i>Lebedev I.I.</i> Comparative of tsunami hazard in Eastern Primorye, Sakhalin Island, Kuril islands on based of data about tsunami deposits	126
<i>Levitan M.A.</i> Pelagic Pleistocene of the World Ocean	131
<i>Levitan M.A.</i> Accumulation of C _{carb} within continents and oceans	135

in the late Mesozoic-Cenozoic	
<i>Malenkina S.Y.</i> Microbial buildings of the Lower Cretaceous phosphate-siderite pavement in Dzerzhinsky (Moscow region)	140
<i>Martynovich N.V.</i> Teeth of fossil sharks in iron-manganese nodules from the collections of the Museum of the World Ocean	144
<i>Matlaj L.M.</i> Calcareous nannoplankton in Mesozoic deposits of the Crimean continental slope	149
<i>Melik-Adamyan H.H.</i> Did the akchagyl transgression reach the territory of Armenia?	154
<i>Murdmaa I.O., Borisov D.G., Ivanova E.V.</i> Contourite paradigm and zonality of oceanic sedimentation	159
<i>Murdmaa I.O., Ivanova E.V.</i> Deglaciation of the Barents Sea	164
<i>Nasyrov A. Kh., Murdmaa I. O., Ovsepyan E.A., Boev A.G., Dara O.M.</i> Lithology of Holocene sediments from the Cambridge Strait Deep (Franz Josef Land)	169
<i>Nikonov A.A.</i> Fluid eruptions in inner water basins due to earthquakes and maremoto as a factor of bottom sediments perturbation and importance of the phenomena in paleogeographical reconstructions	174
<i>Novichkova Ye.A., Bashirova L.D., Demina L.V., Kozina N.V.</i> The first data of the lithological and geochemical features of sedimentation on the western slope of the Reykjanes Ridge (st. AI-3378, North Atlantic) during the last 190 ka	179
<i>Novichkova Ye.A., Reykhard L.Ye., Belyaev N.A., Aliev R.A., Kravchichina M.D.</i> The ice-hydrological conditions reconstructions of the of sedimentation in the Kara sea (western part) over the last 240 years according to multi-proxy geological-micropaleontological studies	184
<i>Obrezkova M.S., Pospelova V.</i> Surface sediment dinoflagellate cysts from the Chukchi Sea	189
<i>Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Grechikhina N.O.</i> Late Quaternary oceanographic conditions in the southern part of Sao Paulo Plateau (western South Atlantic) based on micropaleontological and isotope data	193
<i>Ovsepyan E.A., Ivanova E.A., Lembke-Jene L., Max L., Tiedemann R., Nürnberg D.</i> Bering Sea oceanographic variations during two last glacial cycles: links to North Atlantic climate	197
<i>Ovsepyan Ya.S., Novichkova Ye.A., Tikhonova A.V., Kozina N.V., Korsun S.A., Matul A.G.</i> Multiproxy investigation of sediment	202

core from the North-East Scotland continental margin: microfauna and lithology	
<i>Oskina N.S., Khusid T.A., Libina N.V., Domanov M.M.</i> Finds of warmwater planktic foraminifera in the Arctic and their relation with atlantic currents	206
<i>Palechek T.N.</i> New data on the distribution of the family Prunobrachidae in the North-East of Russia	210
<i>Palechek T.N.</i> Tectonostratigraphy Mesozoic complexes of the Koryak Highland by radiolarians	215
<i>Pletnev S.P., Romanova A.V., Yonghua Wu, Annin V.K., Utkin I.V., Vereshchagina O.F.</i> Negative carbon isotope ($\delta^{13}C$) excursions and methane release during the last 10 ka in South- West of the Okhotsk Sea	219
<i>Ponomarenko E.P., Krechik V.A.</i> Benthic foraminifera distribution in the surface sediments of the Baltic Sea as indicator of the North Sea water inflows	223
<i>Proshina P.A., Tesakova E.M.</i> Planktonic foraminifera and ostracods of the Campanian-Maastrichtian border interval (upper Cretaceous) of the Chakh-Mahly section (SW Crimea): biostratigraphy and paleoecology	228
<i>Safarova S.A.</i> Pollen material in aerosol composition as one of the sources of formation of sediment substance in sea area	233
<i>Sivkov V.V., Dorokhova E.V., Bashirova L.D., Novichkova E.A.</i> Ice-rafted debris in the Pleistocene-Holocene sediments of the Drift Gloria (North-Western Atlantic)	238
<i>Simagin N.V., Murdmaa I.O.</i> Sedimentary infill of transform valleys of the Vema fracture zone (Central Atlantic)	243
<i>Sokolova E.A.</i> A comparison of the tanatocenoses of the Maastrichtian plankton foraminifera from some wells of the Atlantic Ocean and a section in the riverbed of the Kavarze River (Goryachy Klyuch)	248
<i>Tikhonova A.V., Chekhovskaya M.P., Oskina N.S., Mohan R., Novichkova Y.A., Kravchishina M.D.</i> Change of paleohydrological conditions of the Norwegian Sea (st. AMK- 5188) in Late Quaternary time according to foraminiferal analysis	253
<i>Tsoy I.B., Obrezkova M.S., Akseptov K.I., Astakhov A.S., Shi Xuefa, Hu Limin, Kolyada A.E.</i> Late Holocene environmental changes in the southern Chukchi Sea inferred from diatom	258

analysis

- Shurupova Ya.A., Tesakova E.M.* Phylogeny of *Palaeocytheridea* 263
(*Palaeocytheridea*) *kalandadzei* Tesakova (Ostracoda) from
Upper Bajocian – Lower Bathonian (Middle Jurassic) from
Sokursky borehole, Saratov
- Yanchenko E.A., Gorbarenko S.A.* Radiolarian responses of the 268
Okhotsk Sea to the orbital and millennial climate changes
- Bubenshchikova N., Nürnberg D., Schönfeld J.* Variations of the 273
bottom water conditions in the Okhotsk Sea during the Last
Interglacial based on the Mg/Ca ratios and stable isotopes of the
benthic foraminiferal *Uvigerina* spp.
- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Derkachev A.N., Bazanova 277*
L.I., Bubenshchikova N.V., Zelenin E.A., Rogozin A.N., Plechova
A.A., Gorbarenko S.A. A 7.2 Ma tephra sequence at the Detroit
Seamount, NW Pacific: A key reference for regional correlations
and record of major explosive eruptions from North Pacific
volcanic arcs
- Shtyrkova E.I., Polyakova E.I.* Paleoeological reconstructions of 282
Holocene environments of the Volga River Delta: inferred from
diatom assemblages in sediments of the Rycha River channel

Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П.

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

Итоги XXI научной конференции (Школы) по морской геологии

Lisitzin A.P., Politova N.V., Shevchenko V.P.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Resume of XXI scientific conference on marine geology

В ноябре 2015 г. (с 16 по 20) в Москве, в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, на свой традиционный форум, Школу, собрались морские геологи.

Впервые Школы по морской геологии в СССР начали собираться в 1974 г. на берегах Черного моря, в Геленджике, на базе Южного отделения ИО РАН. Необходимость в проведении таких Школ связана с быстрым развитием исследований в области геологии морей и океанов, которые привели к открытиям исключительной важности (тектоника литосферных плит, поступление эндогенного вещества на дно океана и формирование современных сульфидных месторождений и др.), и запаздыванием публикаций об этих открытиях, необходимостью оперативного обсуждения новых представлений в морской геологии. Подробно об истории Школы написано в [1–3].

Конференция (Школа) является крупнейшим мероприятием по данной тематике в России и странах СНГ (а ранее – в СССР). На конференции помимо пленарной сессии, на которой выступали известные ученые (как российские, так и зарубежные), работало 12 секций. Всего было заслушано 39 пленарных докладов, 188 секционных доклада, вывешен 41 стенд. Материалы конференции (более 350 статей) были напечатаны в 5 томах на русском (с английским резюме) или английском языках. Постоянно работал сайт конференции www.geoschool.ocean.ru. Во время конференции для всех были гостеприимно распахнуты двери Музея ИО РАН (зав. музеем – М.Г. Ушакова), в холлах издательствами ГЕОС, Научный мир, Паулсен, Наука продавались книги по морской геологии и океанологии, истории исследований океана. Пленарные доклады транслировались на сайте в онлайн режиме. Первый геологический интернет-канал вывесил часть пленарных докладов на своем сайте <http://www.youtube.com/user/DatorCommunication>.

На конференцию приехали 378 представителей 82 организаций: институтов Российской академии наук, научно-производственных институтов и организаций, высших учебных заведений, зарубежных научных организаций. География приехавших на конференцию простирается от Петропавловска-Камчатского и Южно-Сахалинска до Калининграда, от Мурманска до Геленджика, зарубежные ученые

представляли организации Норвегии, Германии, Италии, Франции, стран СНГ. Проблематика исследований, о которых говорилось на конференции, охватывает все аспекты современной морской геологии: от исследований водосборных территорий, являющихся питающими провинциями для образования современных морских осадков, до изучения глубинных слоев осадков в океане, от палеореконструкций до прогнозов развития океанов.

В первую очередь, говорилось о необходимости рассматривать все физические, биохимические и геологические процессы в Мировом океане во взаимосвязи друг с другом, что позволит получить принципиально новые представления о тенденциях развития Мирового океана как сложной системы в масштабах времени от нескольких дней до нескольких тысячелетий. Необходимость такого совместного анализа геосфер океана определяется тесным взаимодействием биологических, физических и геологических процессов, без учета которого невозможна достоверная идентификация и анализ наблюдаемых тенденций ключевых процессов. А значит, такие проблемы нельзя решить узким специалистам. Поэтому в конференции принимают участие не только морские геологи, но и приглашаются с пленарными докладами крупнейшие специалисты других специальностей, изучающие Мировой океан: гидрофизики, микробиологи, биологи, гидрхимия, физики, изучающие атмосферу. Вопросам взаимодействия геосфер были посвящены доклады академиков А.П. Лисицына, Р.И. Нигматулина, чл.-корреспондентов РАН В.И. Данилова-Данильяна, В.Ф. Гальченко, И.И. Мохова и др.

Важнейшим условием современной морской геологии является необходимость изучения процессов и явлений в морях и океанах не только в пространстве (трехмерно, т.е. широта, долгота и глубина), но и во времени – от современных осадков до контакта осадочной толщи с коренным ложем (а в ряде мест также и с проникновением на сотни метров вглубь толщи базальтов и габбро, что важно для поступления эндогенного вещества) при изучении гидротермальной деятельности и связанных с этим руд и рудоносных осадков океана. Таким образом, изучение Мирового океана стало не только глобальным пространственно-временным, но и основанным на новом источнике информации на твердом носителе. Этому было посвящено множество пленарных докладов на данной конференции (Л.Л. Демина, В.В. Гордеев, В.Н. Лукашин, В.П. Шевченко, М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, А.А. Ключиткин и др.) и докладов на секциях «Наночастицы», региональных секциях по Арктике, Белому и Каспийскому морях.

При рассмотрении климатических изменений океана и его влияния на климат планеты, надо отдавать себе отчет в том, что роль океанских процессов существенно меняется в разных временных масштабах. Будучи пассивным (по отношению к атмосфере) компонентом системы в масштабах от нескольких дней до нескольких лет, океан становится определяющим на

масштабах нескольких десятилетий. Палеоклиматические данные, получаемые в результате геологических исследований, являются единственным источником информации об изменениях на этих сверхдлинных масштабах. Без их привлечения невозможно оценить прошлые изменения климата, а, следовательно, – и понять механизмы его изменений в настоящем и будущем. Вопросам палеоокеанологии, критических событий в истории Земли были посвящены пленарные доклады М.С. Бараша, Е.В. Ивановой, Т.А. Яниной, Ю.Б. Гладенкова и др., доклады на разных секциях, включая секцию «Палеоокеанология».

Еще одним критическим механизмом региональной модуляции изменений климата является выброс метаносодержащих соединений в воды океана и в атмосферу. Будучи по сути биогеохимическим процессом, этот феномен может формировать сильные обратные связи в атмосфере, приводящие к изменению наблюдаемых трендов потепления. Этот блок вопросов обсуждался в пленарных докладах А.Ю. Леин, Ю.А. Федорова, А.С. Саввичева, на секциях «Биогеохимия» и «Нефть и газ».

Океан сегодня становится средой человеческой деятельности, сопоставимым с сушей по уровню антропогенной нагрузки. В первую очередь это происходит благодаря интенсивному освоению минеральных и биологических ресурсов океана. Ресурсы суши неизбежно иссякнут, и роль океана в добыче полезных ископаемых будет стремительно возрастать. Добыча углеводородного сырья давно и активно ведется на континентальном шельфе и склоне. Главный стратегический потенциал РФ по углеводородным ресурсам – это запасы нефти и газа в морях российской Арктики («Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года»). В этой зоне заметно выражены современные климатические перестройки, сосредоточена наибольшая антропогенная нагрузка, в частности, связанная со стоком крупнейших Сибирских рек. Это означает, что совершенно необходимо расширять комплексные исследования российской Арктики, используя междисциплинарный подход, сочетающий проблемы климатических изменений, прибрежной зоны, формирования ресурсов и их рационального использования, снижающего нагрузку на морскую экосистему. В этой связи остро стоит геополитическая проблема максимально возможного с юридической точки зрения расширения площади континентального шельфа России в Арктике согласно международной конвенции по морскому праву 1982 года. Обновленная заявка России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа РФ в Арктике в научном плане опирается на современную геодинамическую модель эволюции Арктической литосферы в течение последних 150 млн. лет, разработанную в ИО РАН. Проблемам развития Арктического региона были посвящены пленарные доклады чл.-корр. РАН Л.И. Лобковского, А.М. Никишина, Н.В. Короновского и др.,

доклады на секции «Морская геология Арктики и Антарктики».

Ресурсы океана сосредоточены не только на шельфе. Важнейшие стратегические запасы твердого минерального сырья находятся на океаническом дне. У России уже одобрена заявка по разработке глубоководных полиметаллических сульфидных руд на Срединно-Атлантическом хребте. Обеспечение выполнения этой заявки неизбежно станет национальным приоритетом РФ на ближайшие несколько десятилетий. Об этом говорилось в пленарном докладе Г.А. Черкашева, а также в докладах на секциях «Гидротермы и руды» и «Полезные ископаемые на дне океанов и морей».

Океан – источник катастрофических явлений, таких как экстремальные шторма и подъемы уровня, приводящие к гибели судов и платформ и существенному урону береговым сооружениям. Землетрясения и подводные оползни в океане приводят к возникновению катастрофических морских волн цунами, ставших причиной самых больших катастроф. Понимание механизмов природных катастроф является совместной задачей физиков и геологов, поскольку эффективное физическое моделирование и прогноз цунами зависит от достоверного знания функции источников (характеристик очага землетрясения), которые в свою очередь, связаны с долговременными тектоническими процессами, анализ и моделирование которых – есть задача глобальной океанской тектоники и геодинамики. Этому был посвящен пленарный доклад Е.А. Куликова, доклады на секции «Геотектоника».

Летопись планеты Земля, запечатленная в донных осадках Мирового океана, все более дополняется новыми данными на основе бурения ледников Гренландии и Антарктиды, ледовых шапок полярных островов. Эта криолетопись, детально обоснованная радиохронологией и изотопными исследованиями, открыла геологическую историю полярных стран (областей ледовой седиментации), развития северного и южного полушарий. Это первые данные о ходе температуры среды, изменении объема вод, захваченных из океана и превращенных в лед, истории извержений вулканов суши, атмосферного переноса (по прослоям пепла и пыли). Эти данные сопоставимы с глобальными разрезами по бурению дна.

Другое важное дополнение дало бурение дна озер, торфяников и болот. Об этом говорил Д.А. Субетто. Российские ученые принимают участие в подобных международных проектах, но их участие не велико. В нашей стране буровые суда и платформы не строятся, существуют только проекты. В результате, как отмечалось в докладах, за последние годы отечественная океанология и морская геология из лидеров науки оказалась на уровне слаборазвитых стран. Это отставание чревато важными экономическими и политическими потерями для России в целом.

Морская геология испытывает нехватку молодых кадров. Одной из важных функций нашей конференции является то, что она была и остается

Школой для молодых специалистов, которым всегда создается режим наибольшего благоприятствования: заслушивание и обсуждение докладов студентов, аспирантов, молодых инженеров, рассылка писем руководителям организаций с просьбой оказать финансовую поддержку, награждение наиболее интересных молодых докладчиков грамотами и подарками. Многие ученые, особенно молодые, смогли принять участие в конференции благодаря поддержке РФФИ. Важным мы считаем то, что в работе Школы участвовало несколько поколений морских геологов, что способствует сохранению преемственности знаний и традиций.

Конференция была проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 15-05-20419). Большую помощь в подготовке и проведении конференции оказали Дирекция и сотрудники ИО РАН, а также конвинуеры секций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Сафарова С.А., Шевченко В.П., Политова Н.В. История Школ (Конференций) по морской геологии в России // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С. 3–10.
2. Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П. Достижения морской геологии в докладах XVII Международной научной конференции (Школы) «Геология морей и океанов» // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 942–946.
3. Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П. Достижения морской геологии в докладах XX Международной научной конференции (Школы) «Геология морей и океанов» // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 165–168.

Школы по морской геологии I-XXI (1974–2015 гг.)

№№ школ, годы	Кол-во участников	Кол-во организаций	Состав участников	Города	Всего докладов	Пленарные	Секционные	Кол-во симпозиумов	Конвнеры и ведущие ученые
I 20-27 IV 1974	249	18	1 акад. УССР 6 чл.-корр. 24 докт. наук 74 канд. наук	31	88				
II 20-27 X 1975	200	60	4 чл.-корр. 17 докт. наук 71 канд. наук	32	100				
III 17-23 X 1978	300	34	1 акад. АН 3 чл.-корр. 23 докт. наук 120 канд. наук	30	210	35	75	5	Лисицын, Монин, Зоненшайн, Городницкий, Хаин, Тимофеев, Герасимов, Геодекия, Карасик, Живаго, Красный
IV 21-27 IV 1980	330	35	1 акад. АН 4 чл.-корр. 54 докт. наук 150 канд. наук	29	234	40	85	6	Лисицын, Зоненшайн, Сорохтин, Тимофеев, Карасик, Пейве, Монин, Хаин, Красный, Пушаровский, Воссосвич, Коссовская, Яншин, Живаго, Гершанович
V 17-23 IV 1982	350	60	1 акад. АН 2 чл.-корр. 60 докт. наук 200 канд. наук	40	350	40	130	10	Лисицын, Монин, Тимофеев, Хаин, Яншин, Глумов, Аксенов, Меннер, Гершанович, Коссовская, Красный, Зоненшайн, Герасимов, Соколов
VI 16-22 IV 1984	450	60	1 акад. АН 2 чл.-корр. 51 докт. наук 169 канд. наук	29	360	51	157	13	Лисицын, Тимофеев, Аксенов, Коссовская, Яншин, Монин, Зоненшайн, Хаин, Герасимов, Красный, Мирничик, Глумов

VII 17-23 IV 1986	458	60	3 чл.-корр. 56 докт. наук 185 канд. наук	86	390	45	250	11	Лисицын, Монин, Ронов, Тимофеев, Книппер, Соловьев, Грамберг, Вахрамеев, Живаго
VIII 10-16 X 1988	250	42	3 чл.-корр. 50 докт. наук 180 канд. наук	30	146	38	46	11	Зоненшайн, Лисицын, Матишов, Живаго, Раукас, Соколов, Сорохтин, Маров
С 1990 г. (IX школа) Международные конференции (школы) морской геологии									
IX 15-20 X 1990	270	40+8 заруб.	6 acad. AN 3 чл.-корр. 70 докт. наук	25	213	40	120	13	Лисицын, Барсуков, Богданов, Грамберг, Добрецов, Книппер, Яншин, Глумов, Красный
X 15-19 X 1992	150+11 заруб.	40	7 acad. AN 3 чл.-корр. 28 докт. наук 95 канд. наук	31	204	42	110	12	Лисицын, Глумов, Богданов Грамберг, Книппер Матишов, Пуцдаровский, Удлинцев, Живаго, Зоненшайн, Афанасьев, Ястребов
XI 17-23 X 1995	500 8 заруб.	38	5 acad. AN 4 чл.-корр. 80 докт. наук 280 канд. наук	35	350	46	240	12	Лисицын, Глумов, Матишов, Живаго, Соколов, Сорохтин, Добрецов, Митропольский
XII 14-18 X 1997	250	30	5 acad. AN 4 чл.-корр. 70 докт. наук 120 канд. наук	32+5 заруб.		30	210	15	Лисицын, Хаин, Богданов, Живаго, Матишов, Удлинцев, Каплин, Пейве, Сорохтин Городничий
XIII 22-27 XI 1999	220+18 заруб.	38+7 заруб.	5 acad. AN 4 чл.-корр. 25 докт. наук 145 канд. наук	28	255	32	174	9	Лисицын, Лаппо, Богданов, Матишов, Соколов, Пуцдаровский, Дмитриевский, Рундквист, J. Tiede, H. Kassen, H. Aoki, P. Wassman, R. Stein, D. Fuetterer
XIV 24-29 X 2001	227	39	5 acad. AN 4 чл.-корр. 25 докт. наук 160 канд. наук	27+5 заруб.	248	34	160		Лисицын, Лаппо, Грамберг, Дмитриевский, Матишов, Соколов, Богданов, Савостин, H. Aoki

XV 17-21 XI 2003	320	37	5 acad. AN 4 чл.-корр. 27 докт. наук 150 канд. наук	29+4 заруб.	255	40	148	11	Лисицын, Дмитриевский, Хаин, Савостин, Удичев, Бяков, Конторович, Басов, Черкашев, Н. Аоки, D. Fuetterer
XVI 14-18 XI 2005	270+8 заруб.	67+8 заруб.	5 acad. AN 4 чл.-корр. 72 докт. наук 117 канд. наук	22+5 заруб.	312	45	183	11	Лисицын, Хаин, Монин, Лапто, Дмитриевский, Боргников, Черкашев, Лобковский
XVII 12-16 XI 2007	389+17 заруб.	70+14 заруб.	12 acad. AN 4 чл.-корр. 72 докт. наук 106 канд. наук	23+11 заруб.	291	65	180	11	Лисицын, Хаин, Нигматулин, Бондур, Дмитриевский, Боргников, Когарко, Шнюков, J. Harff, J. Thiede, H. Kassen, A. Raukas, Ch. Dullo
XVIII 16-20 XI 2009	371+15 заруб.	79+13 заруб.	7 acad. AN 9 чл.-корр. 96 докт. наук 134 канд. наук	26+12 заруб.	339	65	214	12	Лисицын, Хаин, Нигматулин, Лобковский, Иванов, Бондур, Дмитриевский, Боргников, Моисеенко, J. Thiede, E. Bonatti, N. Van Weering
XIX 14-18 XI 2011	386+16 заруб.	82+12 заруб.	12 acad. AN 4 чл.-корр. 97 докт. наук 129 канд. наук	21+10 заруб.	461	65	292	12	Лисицын, Нигматулин, Дмитриевский, Бондур, Бортников, Котляков, Доорцов, Лобковский, Thiede, Bonatti, Saarnisto, Федонкин, Розанов, Моисеенко, Тулоханов, Филаатов
XX 18-22 XI 2013	392+8 заруб.	83+8 заруб.	11 acad. и чл.- корр. AN 89 докт. наук 148 канд. наук	17+7 заруб.	383	44	197	12	Лисицын, Нигматулин, Дмитриевский, Акуличев, Лобковский, Моисеенко, Thiede, Bonatti, Левин, Маслов
XXI 16-20 XI 2015	378+7 заруб.	82+6 заруб.	11 acad. и чл.- корр. AN 85 докт. наук 151 канд. наук	18+6 заруб.	351	39	188	41	Лисицын, Нигматулин, Дмитриевский, Акуличев, Лобковский, Thiede, Bonatti, Левин, Маслов, Данилов-Данильян, Гальченко, Мохов

Лисицын А.П., Алёхина Г.Н., Антонова Л.В., Ушакова М.Г.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Юбилей и юбиляры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2016–17 гг.

В 2016 году Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН отметил свое 70-летие. История Института океанологии неотделима от истории советской океанологии. Мы отметим несколько дат, связанных с этой историей.

1937 год. Первая в мире советская полярная научно-исследовательская дрейфующая станция «Северный полюс-1» (СП-1). После окончания Второго Международного полярного года (2 МПГ 1932–33 гг.), во время которого по инициативе СССР были развернуты широкие морские исследования в советском секторе Арктики, огромную роль в науке сыграла первая в мире советская полярная научно-исследовательская дрейфующая станция «Северный полюс-1» (СП-1), организованная в 1937 г. по инициативе О.Ю. Шмидта. Полярные исследователи И.Д. Папанин, П.П. Ширшов, Е.К. Федоров и Э.Т. Кренкель впервые провели длительные и регулярные наблюдения с дрейфующей льдины. Эта экспедиция дала новые и более подробные сведения о водных массах Северного Ледовитого океана и подтвердила благоприятные перспективы нового метода исследования Северного Ледовитого океана.

1941 год. П.П. Ширшов, участник СП-1, организовал в Академии наук СССР Лабораторию океанологии, которая занималась камеральными обобщающими работами по северным морям и анализом материалов, собранных на дрейфующей станции. В период войны Лаборатория со всеми материалами была эвакуирована с ГУ Главсевморпуть в Красноярск.

1946 год. Создание Института океанологии АН СССР. Окончилась война, и П.П. Ширшов, вернувшись к научной работе, одним из первых определил и сформулировал задачи советских учёных в изучении морей и океанов. В январе 1946 г. организован ИО АН СССР: была реорганизована Лаборатория океанологии и с ней объединили Каспийскую экспедицию. П.П. Ширшов привлёк в новый институт многих крупных учёных. В дальнейшем Институту океанологии АН СССР было присвоено имя его основателя и первого директора академика Петра Петровича Ширшова.

1957 год. Международный геофизический год (1957–58 гг.) явился преемником двух Международных полярных годов (МПГ), которые проводились в 1882–83 и в 1932–33 гг. Учёными 67 стран проводились исследования физических процессов в земной коре, океанах и атмосфере Земли. Активное участие в МГГ принимали учёные Советского Союза, в том числе и ученые ИОАН СССР.

В ходе МГГ были сделаны уникальные научные открытия. Первые научные результаты были подведены на Ассамблее МГГ в Москве в 1958 г.: создана постоянно действующая Советская Антарктическая экспедиция, запущены искусственные спутники Земли, обнаружены радиационные пояса вокруг Земли, открыты океанские подводные хребты, сделаны открытия в области тектоники плит.

Во время МГГ Широкий размах получили исследования Антарктики: в СССР была создана Комплексная антарктическая экспедиция АН СССР, которая состояла из двух частей – континентальной и морской. Морская экспедиция на дизель-электроходе "Обь" провела комплексные океанографические исследования в прибрежных районах Восточной Антарктиды (под руководством В.Г. Корта – директора ИОАН СССР) во время третьего рейса судна в 1957–58 гг.

Первой советской антарктической экспедицией был осуществлен первый санно-тракторный поход вглубь материка на расстояние 375 километров от "Мирного" (в нем принимал участие О.Г. Сорохтин).

По проекту МГГ проходили советские экспедиции на научно-исследовательском судне Института океанологии АН СССР «Витязь» в Тихом океане. В ходе 25, 26, 27 и 29-го рейсов советские ученые внесли значительный вклад в изучение подводного рельефа океана. Работы по морфологии и геологии дна велись под руководством П.Л. Безрукова, А.П. Лисицына, В.П. Петелина, Г.Б. Удинцева.

В Тихоокеанских экспедициях 1957–59 гг. вели наблюдения в западной части Тихого океана и обследовали десять глубоководных желобов на всем пространстве от японской островной дуги до островов Тонга и Кермадек: работами руководили А.Д. Добровольский, В.Г. Богоров и Н.Н. Сысоев.

Большое значение имели биологические исследования, проведенные на «Витязе» в эти годы под руководством Л.А. Зенкевича, В.Г. Богорова, Т.С. Расса.



В 2016–17 гг. мы отметили юбилейные даты ведущих ученых, работавших в Институте океанологии и внесших большой вклад в развитие океанологии и морской геологии. В настоящем обзоре приведены краткие сведения только об ушедших из жизни коллегах.

130 лет со дня рождения **ВАСИЛИЯ НИКИТИЧА НИКИТИНА (1896–1972)**. *Гидробиолог, доктор биологических наук, профессор, один из основателей Института океанологии АН СССР.*

В 1921 г. Академия наук избирает его директором Севастопольской биологической станции, где он проработал 11 лет. С 1923 г. он принимает непосредственное участие в организации и проведении

глубоководных экспедиций на Черном море. С 1924 г. проводит специальные работы по изучению обрастания судов и биологии древоточцев в Черном море. Во время войны был привлечен к работам по обрастанию судов Гидрометуправления Черноморского флота.

В 1946 г. он был приглашен в Институт океанологии АН СССР, где до 1952 г. заведовал Лабораторией бентоса, в 1952–58 гг. – Лабораторией экологии морского обрастания. В Институте океанологии продолжал исследования черноморской фауны. Им опубликовано 87 научных работ. В 1953 г. за безупречную работу награжден орденом Ленина.



110 лет со дня рождения **АЛЕКСЕЯ ДМИТРИЕВИЧА ДОБРОВОЛЬСКОГО (1907–1990)**. *Океанолог, доктор географических наук, профессор, лауреат Государственных премий (1951, 1977), один из основателей Института океанологии АН СССР.*

Советский ученый-океанолог, внесший значительный вклад в развитие современной науки о море, обогативший ее многими ценными трудами. Свою научную деятельность он начал в 1930 г. студентом-практикантом Государственного океанографического института на экспедиционном судне «Персей». Был в составе экспедиции на исследовательском судне «Н. Книпович», которое в 1932 г. впервые в истории обошло с севера Землю Франца-Иосифа.

Участник Великой Отечественной войны. С 1944 г. А.Д. Добровольский работал в Лаборатории океанологии (позже преобразованной в Институт океанологии АН СССР). Он принимал активное участие в создании и становлении института, в переоборудовании и оснащении первого советского океанского НИС «Витязь». Участвовал во многих научных экспедициях в морях и океанах. Неоднократно руководил экспедициями на НИС «Витязь», в том числе – первым рейсом в Тихом океане по программе Международного геофизического года (1957). 1953–1987 гг. – заведующий вновь созданной кафедры океанологии на географическом факультете МГУ. До 1960 г. оставался заведующим отделом физической океанографии Института океанологии, и в последующие годы сохранил тесные связи с ИОАН. Ему принадлежит более 120 опубликованных научных работ. Он награжден орденом «Знак Почета» и медалями, знаком «Почетный полярник».

100 лет со дня рождения **АНДРЕЯ АРКАДЬЕВИЧА АКСЕНОВА (1916–1999)**. *Географ, геоморфолог, доктор географических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ.*

С 1960 г. работал в Институте океанологии и занимался проблемами



биогенной аккумуляции в береговой зоне и динамики берегов. С 1964 по 1986 гг. – заместитель директора Института по экспедициям. Успешно руководил составлением планов экспедиционных исследований и их реализацией. Одновременно заведовал Лабораторией (позднее Отделом) литодинамики океана (1970–87) и был руководителем Координационного центра Стран-членов СЭВ по проблеме «Мировой океан» (1971–90 гг.). Руководство международными исследованиями, в которых участвовали СССР, Болгария, ГДР, Польша, Румыния, Куба, было важным периодом в его научно-организационной деятельности. В процессе международного сотрудничества значительное развитие получили национальные океанологические учреждения. В составе Болгарской и Польской Академий наук были созданы Институты океанологии. Разработал систему представлений о формировании полезных ископаемых: прибрежных россыпей, известняков, строительных материалов, нефтегазоносных залежей. Создал научную школу исследователей рудного процесса в области шельфа.



100 лет со дня рождения **АНАТОЛИЯ СЕИТОВИЧА ДЕВДАРИАНИ (1916–1991)**. *Инженер-геолог, геоморфолог, доктор географических наук.*

Он занимался инженерным моделированием и вопросами математического моделирования в геоморфологии. В 1969 г. он приходит в Институт океанологии АН СССР и занимается изучением строения океанического дна. Им была разработана методика исследования осадочного покрова Земли путем накопления сигналов. Вместе с учениками он построил математическую модель эволюции материковых окраин и океанов атлантического типа. В круг его интересов также входили и многие другие проблемы, в частности, формализация языка геоморфологии с помощью математических представлений.



100 лет со дня рождения **ЕВГЕНИЯ НИКОЛАЕВИЧА НЕВЕССКОГО (1916–1997)**. *Геолог, доктор геолого-минералогических наук.*

В 1946 г. начал работать в ИО АН СССР. С 1967 г. заведовал Кабинетом литологии прибрежной зоны шельфа, а с 1973 г. был заведующим Лабораторией тектогенеза и истории развития шельфа. Обобщение разносторонних материалов позволили ему провести

исследования глобальных процессов осадконакопления на шельфах Мирового океана в связи с дрейфом континентов. Было прослежено развитие шельфов в условиях нестабильных тектонических, гидродинамических и климатических обстановок, определивших основные черты седиментационного процесса, строение и состав шельфовых отложений. Построены карты вероятного распространения на современных шельфах осадочных формаций мезокайнозоя, обладающих различными литологическими характеристиками.



100 лет со дня рождения **ОЛЬГИ ВАСИЛЬЕВНЫ ШИШКИНОЙ (1916–1983)**. *Геолог, доктор геолого-минералогических наук.*

С 1949 г. работала в ИО АН СССР. Диапазон ее научных интересов очень широк, она занималась составом иловых вод осадков как открытого океана, так и окраинных и замкнутых морей, исследовала основной солевой состав, микроэлементы, метаморфизацию иловых вод на всех стадиях их геохимической эволюции, диффузию ионов, процессы обмена на границе раздела «вода-дно» и многие другие вопросы, связанные с проблемой использования минеральных ресурсов дна, имеющих сегодня особую актуальность. В течение многих лет непосредственно участвовала в морских экспедициях и вела систематические исследования захороненных морских и океанических иловых вод. Выдающийся советский геохимик академик А.П. Виноградов писал: «...из огромного количества фактов, установленных О.В. Шишкиной в большинстве случаев впервые, она сумела выделить главные и связать их в стройную схему закономерностей метаморфизации иловых вод в глобальном масштабе».



100 лет со дня рождения **ЛЕОНИДА МАКСИМОВИЧА БРЕХОВСКИХ (1917–2005)**. *Гидроакустик, доктор физико-математических наук, академик, лауреат Государственных премий СССР (1951, 1976), лауреат Ленинской премии (1992), Герой Социалистического труда.*

Был организатором и первым директором Акустического института (1954–63). В 1968 г. был избран действительным членом Академии наук СССР. С 1979 по 2005 гг. руководил Сектором акустики океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Он создал и возглавлял большую школу акустиков-океанологов, инициировал и руководил строительством специализированных акустических судов ("Сергей Вавилов" и "Петр Лебедев" – 1959 г., "Академик Сергей Вавилов"

– 1988 г., "Академик Иоффе" – 1989 г.), не имеющих до сих пор аналогов в мире. Осуществлял руководство разработкой акустических методов исследования физических, геологических и биологических характеристик океанской среды. Под его руководством было выполнено большое число экспедиций в разные районы Мирового океана и с разной тематикой. В годы Великой Отечественной войны ученый занимался созданием методов и средств защиты кораблей Военно-морского флота от немецких акустических мин. За большие заслуги в развитии отечественной науки награжден двумя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени и многими медалями. Ему присвоено звание Героя Социалистического труда.



100 лет со дня рождения **МАРИИ ПЕТРОВНЫ НЕСТЕРОВОЙ (1917–2002)**. *Химик, кандидат технических наук, лауреат премии Совета Министров СССР (1985)*.

В сентябре 1942 г. добровольно ушла на фронт. В 1944 г. вернулась в МГУ, который окончила в 1947 г. Работала в арктических экспедициях и в лаборатории треста «Арктикразведка» Главсевморпути, где участвовала в поисках нефти, урана и других полезных ископаемых. В 1954–58 гг. была заведующей лабораторией треста «Арктикразведка», которая в 1954 г. вошла в состав ААНИИ. В 1967 г. Лаборатория перешла в систему АН СССР. В 1984 г. в ИОАН на основании исследовательских работ и метрологической экспертизы эталон «нормальная» морская вода был аттестован по относительной электрической проводимости, а в 1990 г. на него получено свидетельство государственного стандартного образца. В 1985 г. за разработку, создание и внедрение на морском транспорте комплекса технических средств и новых технологий механизации работ по предотвращению загрязнения моря она стала лауреатом премии Совета Министров СССР. Она являлась членом консультативной группы ГЕЗАМП, Международного консультативного комитета по загрязнению моря (АСОПС), экспертом с международным статусом. Результаты ее исследований отражены в более чем 230 публикациях, в том числе в 11 монографиях, 27 авторских свидетельствах и 15 патентах на изобретения.

100 лет со дня рождения **ЛАРИСЫ АНАТОЛЬЕВНЫ ПОНОМАРЕВОЙ (1917–2004)**. *Биолог, планктонолог, доктор биологических наук, эксперт ЮНЕСКО (1964–1984)*.

Во время практики биофака Горьковского Университета в 1938 г. участвовала в рейсе «Персей» – первого советского научно-исследовательского судна, что и определило ее дальнейшую специализацию, как морского биолога-планктолога. В 1944 г. поступила в



Карскую научную экспедицию Минрыбхоза младшим научным сотрудником. Принимала участие в полевых работах экспедиции в 1944-1947 гг. в Карском море, была награждена значком «Отличник рыбной промышленности». Все исследования в Арктике в те годы были засекречены, поэтому научные публикации стали выходить только в 50-х годах. Своей постоянной темой – эвфаузидами, она начала заниматься с 1952 г. Исследованиями были охвачены почти все стороны эвфаузиид Мирового океана: размножение, развитие личиночных стадий,

горизонтальное и вертикальное распределение. Впервые ею была проведена каталогизация видов дальневосточных морей от Берингова до Желтого, даны карты-схемы распределения видов, в том числе и количественные для отдельных районов и для океанов в целом. Последние годы занималась крилем. Принимала активное участие более чем в 30 рейсах Института, во всех экспедициях она была начальником отряда, заместителем или начальником рейса. Автор более 130 научных работ. Награждена орденом Трудового Красного Знамени и медалями.



90 лет со дня рождения **ГАЛИНЫ НИКОЛАЕВНЫ САЕНКО (1926–2008)**. *Микробиолог, доктор биологических наук.*

С 1982 г. работала в ИО АН в Отделе химии океана. В своих работах она развивала идеи В.И. Вернадского о концентрационной функции живого вещества и внесла свой вклад в изучение биосферы и ноосферы. Ее исследования имели большую практическую значимость для экологии. В них показана роль морских организмов в мониторинге на тяжелые металлы наиболее уязвимой части океана – его

шельфовой зоны, и роль этих организмов в очистке океана от загрязнений, они имеют практический выход в медицину, биотехнологию, марикультуру. С 1990 г. центр тяжести ее исследований перемещается на изучение концентрирования элементов морскими организмами в Арктике и Антарктике. Участник многих экспедиций в океанах, на Шпицберген, побережье Мурмана. Автор более 112 научных работ и свыше 20 научно-популярных статей. Кроме научной работы пыталась осмыслить миропонимание В.И. Вернадского в его триединстве: естествознание, философия и вера, интересовалась наследием Е.И. и Н.К. Рерихов, учениями Востока и христианством. Ее стихи печатались в альманахе "Литературный Владивосток", в журнале "Дельфис", в газетах "Дальневосточный ученый" и "Абхазия".



90 лет со дня рождения **АРТЁМА САРКИСОВИЧА САРКИСЯНА (1926–2016)**. *Профессор, доктор физико-математических наук, академик РАН.*

Специалист в области теории и численных методов моделирования термогидродинамических процессов в океане. Главный научный сотрудник Института вычислительной математики РАН. Работал по совместительству в ИО РАН. Занимался моделированием климатических характеристик морей и океанов. Лауреат Государственной премии СССР (1970 г.). Награжден Орденом дружбы народов (1986), золотой медалью им. Марин Дренов Болгарской академии наук (1986), Орденом почёта (2006). Лауреат Государственной премии Российской Федерации в области науки и техники (2000). Первый вице-президент Международной ассоциации физических наук об океане (МАФНО – IAPSO). Был советским представителем в международной программе "Исследование циркуляции Мирового океана" (WOCE), членом научно-консультативного совета Международного центра по исследованию Северного Ледовитого океана (г. Фэрбенкс, Аляска). Руководил группой учёных (40 академиков, членов-корреспондентов РАН и профессоров), составивших по заданию Президента РФ программу "Исследование Мирового океана". Саркисян А.С. – автор и соавтор более 235 научных статей и 13 книг, изданных на русском, английском и китайском языках.



90 лет со дня рождения **ОЛЕГА КОНСТАНТИНОВИЧА БОРДОВСКОГО (1927–1999)**. *Гидрохимик, биохимик, доктор геолого-минералогических наук, профессор, 1973–1999 гг. – заведующий Лабораторией биохимии и гидрохимии ИО РАН.*

В 1952 г. после окончания МГУ им. М.В. Ломоносова поступил в Химический отдел Института океанологии, где под руководством профессора С.В. Бруевича занялся изучением физических свойств морских и океанских осадков и химическим составом их жидкой фазы. Одновременно участвовал в экспедициях ИОАН. По результатам исследований им было сформулировано новое представление о процессах накопления и преобразования органического вещества в морских и океанских осадках. По результатам исследований им опубликовано около 180 работ, в том числе 4 личные монографии. Он являлся ответственным редактором и соавтором монографии "Химия вод океана" монографической серии "Океанология" и ряда методик по химическим анализам морских вод.



90 лет со дня рождения **МИХАИЛА ЕВГЕНЬЕВИЧА ВИНОГРАДОВА (1927–2007)**. *Биоокеанолог, доктор биологических наук, профессор, академик РАН (1990)*.

В 1952 г. начал работать в Лаборатории планктона ИО АН СССР. 1967–97 гг.— заместитель директора Института по науке, куратор биоокеанологического сектора, с 1971 г. – заведующий Лабораторией планктона, с 1985 г. – Лабораторией функционирования экосистем пелагиали.

Одновременно с 1978 по 2000 гг. был профессором кафедры общей экологии и гидробиологии МГУ. С 1949 г. принимает активное участие в экспедиционной деятельности на судах ИО РАН, участник 32 экспедиций в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах на НИС "Витязь", "Академик Курчатов", "Дмитрий Менделеев", "Академик Мстислав Келдыш" (многократно погружался на подводных обитаемых аппаратах «Аргус», «Осмотр», «Мир-1» и «Мир-2»), участник первой Советской Антарктической Экспедиции. С 1968 г. по его инициативе и под руководством началось планомерное изучение структуры и функционирования пелагических экосистем океана – новое направление биоокеанологических исследований. Основное направление научной деятельности – разработка различных аспектов биоокеанологии, главным образом выяснение закономерностей распределения жизни в пелагиали океана. В 1970 г. был награжден медалью "За трудовую доблесть", в 1975 г. – орденом "Трудового Красного знамени", а в 2000 г. – орденом «Знак почета». За участие в монографии "Тихий океан" в 1977 г. была присуждена Государственная премия, а в 1985 г. он получил премию Польской Академии наук. Автор более 450 научных работ, автор и ответственный редактор 14 монографий.



90 лет со дня рождения **ОЛЕГА ГЕОРГИЕВИЧА СОРОХТИНА (1927–2011)**. *Геолог-геофизик, доктор физико-математических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ, с 1970 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией теоретической геодинамики*.

С 1966 г. работал в Институте океанологии в качестве заведующего лабораторией, а с 2005 г. – главного научного сотрудника. Специалист в области глобальной эволюции Земли, происхождения полезных ископаемых, развития океанов и климатов

Земли. Он – участник трех экспедиций в центральные районы Антарктиды, в том числе к полюсу недоступности этого континента, и многих океанологических экспедиций. Им разработана общая теория развития Земли, и на ее базе выяснено происхождение и основные закономерности формирования Мирового океана и земной атмосферы. Автор более 300 научных работ и 12 монографий. Почетный полярник, награжден орденом Трудового Красного Знамени.



90 лет со дня рождения **КОНСТАНТИНА НИКОЛАЕВИЧА ФЕДОРОВА (1927–1988)**. *Физик-океанолог, доктор физико-математических наук, член-корреспондент АН СССР, 1974–1988 гг. – заведующий лабораторией экспериментальной физики океана.*

Закончил Ленинградское Арктическое училище в 1947 г. и Высшее Арктическое Морское училище им. Адмирала Макарова в 1952 г. В Институте океанологии с 1952 г. В возглавляемом им научном коллективе Института (с 1974) он внедрил, помимо традиционных океанских измерений, лабораторное моделирование океанских процессов (конвекции, плотностных интрузий, динамики вихревых диполей) и использование спутниковой информации для изучения мезомасштабной изменчивости и динамики океана. Участвовал в 16 крупных морских и океанских экспедициях, включая первый научно-исследовательский рейс НИС "Витязь" по программе Международного Геофизического Года в Тихий океан в 1957 г. С 1974 г. он был заведующим Лабораторией экспериментальной физики океана и Отдела экспериментальной и космической океанологии (с 1979); директором Службы Океанографии ЮНЕСКО и секретарем Межправительственной Океанографической Комиссии (1963–69); организатором и секретарем 2-ого Международного Океанографического конгресса в Москве (1966); Президентом научного комитета по исследованию океана (СКОР) (1976–80); членом руководства Исполкома СКОР (1980–88); членом рабочей группы по дистанционному зондированию Земли (РГДЗ) Совета "Интеркосмос" (1985–88); членом бюро Комиссии АН СССР по исследованию природных ресурсов Земли из космоса (1979–88); членом комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана; заместителем директора Института океанологии (1988). Награжден орденом "Знак Почета" и медалью "За трудовую доблесть".

80 лет со дня рождения **СВЕТЛАНЫ ДАВЫДОВНЫ АВИЛОВОЙ (1936–2012)**. *Биохимик, геоэколог, доктор биологических наук.*

В 1972 г. пришла на работу в Институт океанологии. Имея опыт



самостоятельных исследований, впервые разработала комплексный методологический подход, внедрила созданный ею новый способ мягкого выделения растворенного органического вещества и современные биохимические методы в практику океанологических исследований. Создала теорию биохимического состояния природной среды. Ею обнаружено отклонение от нормы экологического состояния водных масс Байкала в результате антропогенного воздействия. Разработала

классификацию биологически активных веществ по степени их значимости в оценке экологического состояния водных объектов. Усовершенствовала метод биохимической индикации с целью автоматизации – в 1995 г. получен патент. Автор более 200 научных работ.



80 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ МИХАЙЛОВИЧА АНЦЫФЕРОВА (1937–2007)**. *Доктор физико-математических наук, профессор, с 2005 г. – заведующий Лабораторией шельфа и морских берегов им. В.П. Зенковича.*

С 1971 г. работал в Институт океанологии. Здесь им вместе с коллегами разработана методика натурных наблюдений перемещения осадков в береговой зоне моря, а также методика лабораторного моделирования взвесенесущего потока, разработан комплект моделей и методов прогноза транспорта песчаных осадков, выполнен цикл работ по развитию и защите морских берегов. В качестве руководителя группы отечественных специалистов он участвовал во многих международных экспериментах, был руководителем нескольких внутрисоюзных экспедиций, неоднократно избирался руководителем международных исследовательских коллективов. Опубликовал более 100 научных работ, в их числе 3 монографии.



80 лет со дня рождения **ГЕОРГИЯ ЛЕОНИДОВИЧА КАШИНЦЕВА (1937-2015)**. *Геолог-геохимик, доктор геолого-минералогических наук.*

С 1971 г. работал в Институт океанологии им. П.П. Ширшова на должности научного сотрудника. В 1973 г. впервые принял участие в 54-м рейсе н/с «Витязь» в Индийском океане под руководством П.Л. Безрукова. За годы работы в Институте стал одним из ведущих ученых в области магматизма океана. Его научные

интересы связаны с изучением коренных пород океанского дна, их геохимических характеристик, а также связей магматизма со структурно-тектоническими особенностями океанических областей Земли. Автор 120 печатных работ, в том числе трех монографий.



80 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ СЕРГЕЕВИЧА ИВАНОВА (1941–2011)**. *Геофизик, доктор физико-математических наук.*

В Институте океанологии с 1980 г. Им предложена методика интерпретации аномального магнитного поля, основанная на использовании статистических методов. При его участии разработана одна из первых отечественных технологий в геофизике – пакет программ для изостатического редуцирования гравиметрических данных. Он впервые развил теорию вариаций силы тяжести в океане. Его работы

посвящены различным аспектам строения и развития литосферы и геодинамики дна океанов. Он предложил энергетический подход к анализу эволюции глобального рельефа земной поверхности. Он занимался изучением нелинейных характеристик различных природных процессов и явлений и связанных с ними фрактальных свойств геологических и геофизических объектов. Являлся одним из пионеров этого перспективного и бурно развивающегося направления естествознания.



80 лет со дня рождения **ВЛАДЛЕНА ЕВДОКИМОВИЧА АРТЕМЬЕВА (1942–2010)**. *Геохимик, доктор геолого-минералогических наук.*

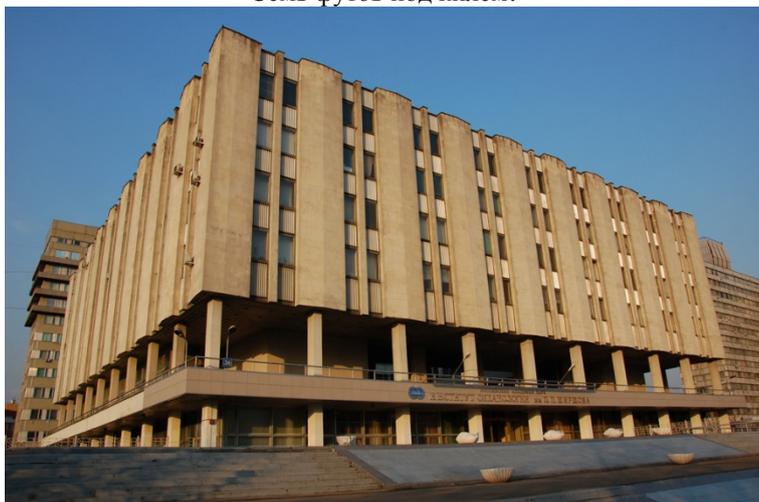
С 1966 г. работал в Институте океанологии. Специалист в области геохимии органического вещества в системе река-море. Организатор и участник многих экспедиций в крупных реках мира, эстуариях, морях России и океанах. Занимался организацией выставок об исследованиях Мирового океана, проводимых как в нашей стране, так и за рубежом. Он участвовал в подготовке экспозиций по

проблемам Мирового океана и работе Всемирных выставок ранга «ЭКСПО» и выставок «Исследования Мирового океана». Работал в аппарате Отделения наук о Земле РАН с 2001 г., оставаясь сотрудником ИОРАН. Автор более 80 научных работ, в том числе двух монографий, соавтор нескольких коллективных монографий.

Поздравления юбиляров 2016 и 2017 годов!

Мы рады поздравить наших коллег, юбиляров 2016 и 2017 годов, и пожелать им здоровья, оптимизма и творческого долголетия: Г.И. Баренблатта, И.И. Беляева, Ю.М. Берлина, А.И. Гинзбург, Л.Л. Демину, М.М. Доманова, П.О. Завьялова, Б.А. Кагана, Г.С. Карабашева, Е.А. Контаря, В.Д. Коржа, Р.Д. Косьяна, И.П. Кузина, С.Б. Кругликову, Н.П. Кузьмину, Б.Ф. Курьянова, Б.В. Левина, М.А. Левитана, А.Ю. Леин, Е.Г. Морозова, И.О. Мурдмаа, В.Т. Паку, Н.А. Пальшина, А.А. Покрышкина, Е.А. Романкевича, И.М. Сборщикова, С.А. Свиридова, Е.В. Семенова, Г.И. Шапиро, Е.В. Якушева и многих-многих других юбиляров нашего Института.

Так держать, друзья-океанологи!
Семь футов под килем!



***ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ,
ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ,
БИОСТРАТИГРАФИЯ,
ПЕРЕКРЕСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
МОРСКИХ И СУХОПУТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ***

***PALEOOCEANOLOGY,
PALEOECOLOGY,
BIOSTRATIGRAPHY, CROSS
CORRELATION OF MARINE AND
LAND DEPOSITS***

Астахов А.С.¹, Дарьин А.В.², Калугин И.А.², Лю Янгуанг³
(Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: astakhov@poi.dvo.ru; ² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск; Первый институт океанографии СОА КНР, Циндао)

Возможности палеоклиматических реконструкций по данным субмиллиметрового сканирования химического состава шельфовых отложений

Astakhov A.S.¹, Dar'in A.V.², Kalugin I.A.², Liu Yanguang³
(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok; ²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk; ³First Institute of Oceanography, SOA, China, Qingdao)

Possibility of paleoclimatic reconstructions according to sub-millimeter scanning chemical composition of shelves sediments

Ключевые слова: донные осадки, рентгенофлуоресцентное сканирование, синхротронное излучение, химический состав, ледовый режим, палеоклиматология, Чукотское море, Японское море, Малый ледниковый период

Приведены примеры реконструкции для последних столетий частоты катастрофических наводнений на побережье Японского моря, ледовых условий и температуры воздуха в северной части Чукотского моря. Основой для реконструкций стали результаты рентгенофлуоресцентного сканирования с использованием синхротронного излучения химического состава шельфовых отложений.

В последние десятилетия активно развиваются методы субмиллиметрового сканирования осадочных разрезов, в том числе четвертичных морских отложений, с использованием различных рентгенофлуоресцентных установок. Наиболее эффективно этот метод применяется при изучении озерных и лагунных отложений для реконструкций изменения водного и твердого стока с водосборных бассейнов, изменения температуры воздуха и величины атмосферных выпадений, изменения солености, истории катастрофических событий и др. [1]. В глубоководных морских и океанических отложениях данные субмиллиметрового сканирования обычно используются для корреляции осадочных разрезов, литостратиграфии, тифростратиграфии. Наименее разработаны принципы интерпретации данных субмиллиметрового сканирования шельфовых отложений.

Целью данной работы является демонстрация возможностей субмиллиметрового рентгенофлуоресцентного сканирования шельфовых отложения для решения ряда палеоклиматических и палеоокеанологических задач. Использовалась установка рентгенофлуоресцентного анализа на

синхротронном излучении (РФА СИ) из накопителя ВЭПП-3 Института ядерной физики им. Будкера СО РАН. Для анализа изготавливались специально подготовленные монолиты осадочных разрезов [1]. Шаг сканирования составлял 0.5–1.2 мм, определялись концентрации 20–25 элементов с пределом обнаружения от 0.5 до 10 г/т (Fe). Для устранения влияния различной влажности и гранулометрического состава осадков при дальнейших построениях все содержания элементов нормировались по рубидию.

Реконструкция истории катастрофических наводнений и тайфунов.

При РФА СИ сканировании осадочных слоев накопившихся за последние 40–50 лет в Амурском заливе Японского моря были выявлены тонкие (3–8 мм) горизонты осадков, не содержащие бром, обычно концентрирующийся в морском органическом веществе [2]. Показано, что они накапливались во время катастрофических наводнений, связанных преимущественно с прохождением тайфунов, когда в залив речными водами выносилось с суши огромное количество взвешенного вещества, не содержащего бром. Такие же горизонты выявлены и в длинных колонках вскрывших отложения с возрастом до 4 тыс. лет (рис. 1). Для выделения сигналов наводнений по ним использовалось обратное нормирование содержания брома по рубидию, в результате чего отрицательные относительно тренда пики брома были преобразованы в положительные пики Rb/Br.

Для получения сигналов наводнений ($\Delta Rb/Br$) из распределения Rb/Br выделялись только положительные пики, получаемые при вычитании из измеренных значений Rb/Br их сглаженных с окном 29 (в данном случае) величин (тренда). Для каждого столетия были подсчитаны количество сигналов, имеющих определенную амплитуду (периоды с биотурбацией осадков не учитывались), и определена максимальная амплитуда их. При анализе этих данных выявлена тенденция уменьшения частоты катастрофических наводнений и их интенсивности в МЛП, особенно в 17 веке, по сравнению с предшествующими веками с более теплым климатом. Эти вариации находятся в противофазе с установленной для Южного Китая зависимостью увеличения числа тайфунов, выходящих на побережье, в холодные периоды глобального климата, особенно, в Минимум Маундера. Таким образом, подтверждено ранее высказанное предположение [3] о смещении путей тайфунов в холодные периоды климатической истории к югу, а в теплые – на север.

Реконструкция ледовых условий Арктики.

Шельфовые отложения арктических морей обеднены биогенными компонентами, что снижает возможности палеорекоконструкций [4]. Для определения возможности использования для этого данных РФА СИ сканирования изучались три осадочных разреза, полученные малликорером в северной части Чукотского моря, где отмечено резкое увеличение

продолжительности безледного периода (БЛП) за последние 20 лет (рис. 2).

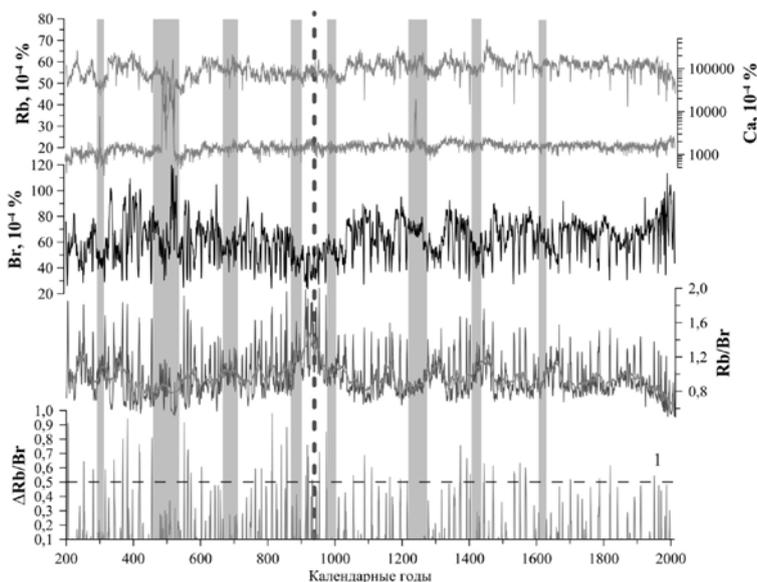


Рисунок 1. Содержания на временной шкале некоторых химических элементов в осадках верхней части колонки из центральной части Амурского залива Японского моря по данным РФА СИ сканирования и преобразование распределения брома в сигналы наводнений ($\Delta Rb/Br$). Вертикальной заливкой показаны временные интервалы с признаками биотурбации, жирной штриховой линией – положение пеплового прослоя В-Тm вулкана Байтоушань. Жирная линия на диаграмме Rb/Br – тренд линейной фильтрации (сглаживания) по 29 точкам. Штриховая линия на диаграмме $\Delta Rb/Br$ – уровень сигналов наводнений принятый при подсчете повторяемости; цифрой 1 на ней показан предполагаемый сигнал наводнения, вызванного прохождением тайфуна Эмма (1954 г.) четвертой категории интенсивности.

Для периода инструментальных наблюдений (60 лет – БЛП; 117 лет для температуры воздуха) были сопоставлены временные ряды наблюдаемых гидрометеорологических данных и химического состава осадков, накопившихся за этот же период. По ним с использованием методов множественной регрессии разрабатывались переводные трансферные функции (калибровочные модели), связывающие отдельные гидрометеорологические параметры и химический состав осадков.

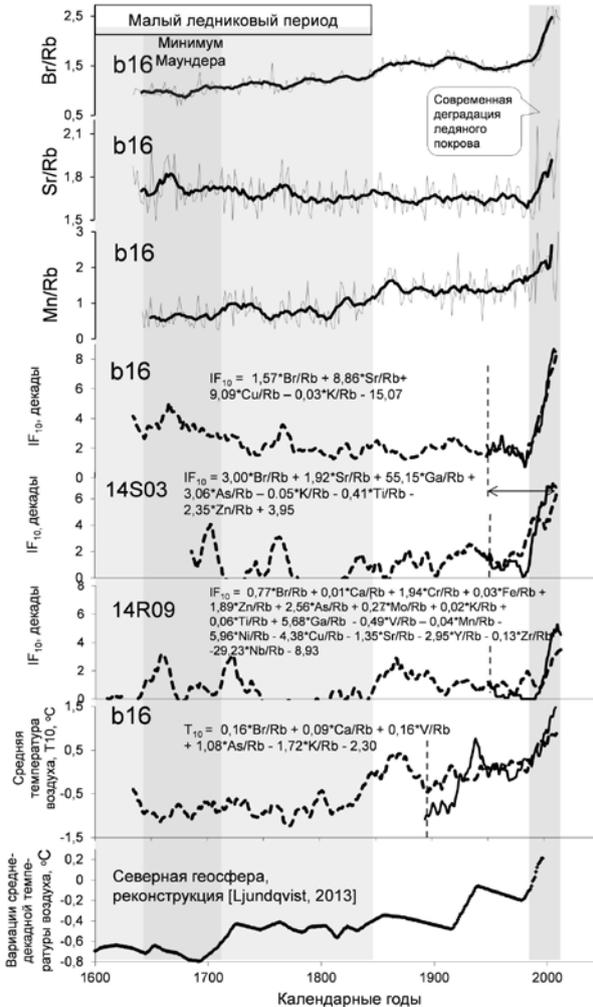


Рисунок 2. Распределение некоторых биогенных и редокс-чувствительных элементов в осадках колонки b16, временные ряды реконструированных (штриховая линия) и наблюдаемых (сплошная линия) параметров природной среды по трем колонкам (IF₁₀ – продолжительность безледного периода; T₁₀ – среднегодовая температура воздуха), калибровочные модели преобразования данных химического состава осадков в параметры природной среды.

На рис. 2 представлены примеры трансферных функций (калибровочных моделей), полученных из временных геохимических рядов

и рядов наблюдений ледовитости и среднегодовой температуры воздуха в соответствующих точках. Расчеты температур приземной атмосферы показали хорошую корреляцию (0.89) реконструкции с инструментальными данными на интервале обучения (1895–2012), а также общую конфигурацию близкую к палеотемпературному профилю по Северному полушарию с коэффициентом корреляции 0.58 (рис. 2). Наилучшая достоверность реконструкции продолжительности безледного периода достигнута по колонке b16 с коэффициентом корреляции 0.99 за 1950–1999 гг.; в колонках 14R09 и 14S03 корреляция хуже (0.85 и 0.87) соответственно.

Реконструкции ледовых условий для последних 400 лет по трем разрезам северной части Чукотского моря с использованием разработанных калибровочных моделей выявили увеличение продолжительности БЛП во время основной стадии похолодания МЛП в минимум Маундера, хотя отчетливо и достоверно это проявлено только в колонке b16. Учитывая положение изученных колонок в пределах области распространения тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, возможной причиной этого может быть увеличение потока теплых тихоокеанских вод во время минимума Маундера, что может быть следствием замедления Гольфстрима, отмечаемое в это время, и уменьшения поступления в Арктику атлантических вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10109).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В. Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2013. Т. 77. № 22. С. 204.
2. Астахов А.С. Калугин И.А., Аксентов К.И., Дарьин А.В. Геохимические индикаторы палеотайфунов в шельфовых отложениях // Геохимия. 2015. № 4. С. 387–392.
3. Liu K.-B., Shen C., Louie K.-S. A 1,000-Year History of Typhoon Landfalls in Guangdong, Southern China, Reconstructed from Chinese Historical Documentary Records // Annals of the Association of American Geographers. 2001. V. 91. № 3. P. 453–464.
4. Цой И.Б., Обрезкова М. С., Аксентов К. И., Колесник А. Н., Панов В. С. Позднеголоценовые изменения среды юго-западной части Чукотского моря на основе диатомей // Биология моря. 2017. Т. 43. № 4. С. 276–285.

The frequency of catastrophic floods in the coast of the Sea of Japan and ice conditions and temperature in the northern part of the Chukchi Sea for the past centuries were reconstructed. The data for reconstruction was results of x-ray fluorescence on synchrotron radiation scanning of the chemical composition of shelves sediments deposits.

Бараш М.С.

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

О развитии морской биоты фанерозоя в геомагнитном поле Barash M.S.

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

On the development of the marine biota of the Phanerozoic in the geomagnetic field

Ключевые слова: инверсии, экскурсы, датировочные уровни, микрофоссилии, климат, вулканизм, импакт-события, массовые вымирания.

Изменения геомагнитного поля являются элементами сложной системы изменений условий среды (вулканизма, климата, последствий импакт-событий и пр.), которые стимулируют эволюцию и ведут к массовым вымираниям. Единой причиной земных изменений является, вероятно, возбуждение мантийной активности.

Существование магнитного поля Земли является одним из важнейших условий возникновения и существования жизни. Оно экранирует Землю от смертоносных космических лучей, от "солнечного ветра", обеспечивает сохранение атмосферы. Эволюция организмов происходила в пространстве геомагнитного поля. Состояние поля подвержено изменениям - колебаниям напряженности, перемещениям полюсов, которые фиксируются остаточной намагниченностью минералов в осадках океанов, морей, озер, в лессовых толщах, в лавовых потоках, а также другими признаками. Полюса перемещаются, вплоть до смены знака на противоположный (инверсии), когда образуются относительно продолжительные интервалы преимущественно прямой (современной) или обратной полярности (хроны, субхроны). Кратковременные (обычно 5–10 тыс. лет) отклонения магнитных полюсов от географических на угол больше 40° определяются как экскурсы. Полагают, что во время инверсий и экскурсов происходит существенное уменьшение средней интенсивности дипольного поля до ~25% обычного значения. Есть данные, что инверсии включают в себя до десятка и более состояний той или иной полярности поля и промежуточных состояний, когда дипольное поле и магнитные полюса отсутствуют [1]. Связаны ли эти изменения с процессами эволюции, с вымираниями и возникновениями таксонов, с колебаниями биоразнообразия, с биотическими катастрофами – "великими массовыми вымираниями"?

На протяжении последних 2 млн. лет в составе четырех групп океанского микропланктона (фораминиферы, кокколитофориды, диатомеи, радиолярии) было выявлено более 140 датировочных уровней существенных изменений: эволюционных и миграционных временных уровней появления и вымирания (~ последнего присутствия) видов,

вспышек их развития (рис. 1). Их количественное распределение на хронологической шкале с шагом 0.1 млн. лет показывает важные закономерности.



Рисунок 1. Количественное распределение датировочных уровней океанского микропланктона в течение 2.0 млн. лет [2]: n – число уровней; интервалы положительной геомагнитной полярности: B – Брунес, J – Харамильо, O – Олдувей.

Три пика максимального количества изменений в составе планктона соответствуют началу интервалов прямой полярности (Олдувей – 23 уровня, Харамильо – 12 уровней и Брунес – 17 уровней). После максимума, приуроченного к началу Олдувея, количество изменений последовательно сокращается и достигает минимума (2 уровня) в середине периода обратной полярности между субхронами Олдувей и Харамильо (1.4–1.2 млн. л. н.). Другой минимум (2 уровня) отмечается также в период обратной полярности (0.9–0.8 млн. л. н.) между субхроном Харамильо и хроном Брунес. Эти данные свидетельствуют о связи между инверсиями

магнитного поля и развитием океанского микропланктона. Сравнительно высокое количество изменений на протяжении всей эпохи Брунес (5–10 уровней в 0.1 млн. лет) могло быть связано с сильными климатическими колебаниями, а также с экскурсами геомагнитного поля. В упомянутой работе учтена лишь та небольшая часть видов микропланктона, которая подверглась эволюционному процессу. Значительных изменений видовых составов комплексов, которые могли бы быть основанием для выделения стратиграфических границ, не происходило.

Стратиграфические границы, основанные на существенных эволюционных изменениях биоты, часто не совпадают с инверсиями, разделяющими хроны противоположной полярности. Так, мезокайнозойская граница (между маастрихтом и палеоценом) проводится в пределах хрона отрицательной полярности 29г, граница между миоценом и плиоценом – в пределах хрона 3г [3, 4]. Связь со стратиграфическими границами иногда показывают не инверсии, а менее существенные изменения геомагнитного поля. Так, в меловых отложениях Русской плиты в конце геологических веков средние значения палеонапряженности и амплитуда ее вариаций возрастали, а в начале геологических веков уменьшались [5].

Во время экскурсов геомагнитное поле относительно устойчивых интервалов полярности подвергалось резким изменениям направления и интенсивности в течение 10–20% времени. В течение последнего 1 млн. лет обнаружено 14 экскурсов продолжительностью 5–10 тыс. лет, из них шесть считаются глобальными [6]. В связи с уменьшением напряженности геомагнитного поля во время экскурсов большее количество радиации может достичь Земли и стимулировать мутации и эволюционные изменения. Усиление влияния радиации повышает возникновение в атмосфере ^{10}Be и ^{14}C . Повышение концентрации ^{10}Be было отмечено в кернах гренландского льда во время краткой инверсии около 41 тыс. лет назад (экскурс Лашамп), когда напряженность магнитного поля упала до 5% нормального значения. Отмечается связь с вулканизмом. Близко к этому времени произошло извержение мощного супервулкана около Неаполя [7].

Экскурсы коррелируются с другими параметрами условий среды, которые оказывали влияние на эволюционные изменения. Обнаружена корреляция изменений климата и экскурсов геомагнитного поля. Связь между оледенениями и инверсиями проявляется при сравнении изотопно-кислородной кривой, отражающей в основном колебания объема материковых льдов, с событиями изменений геомагнитного поля. Высказывались предположения о корреляции инверсий с импакт-событиями: в районе Австралии – Новой Гвинеи в осадках, накопленных во время последней инверсии (Брунес/Матуяма), были обнаружены тектиты.

Связь "великих массовых вымираний", когда биоразнообразие морских организмов сокращалось на 70–95%, с инверсиями была обусловлена

потерей кислорода земной атмосферой в интервалах частых и многократных инверсий. Это было показано моделированием событий на рубеже триаса и юры, когда концентрация кислорода в атмосфере снизилась с 23% до 14% [8]. Утечка кислорода была одним из существенных факторов вымираний. Такие интервалы повышенной частоты инверсий наступали после длительных суперхронов однонаправленного поля.

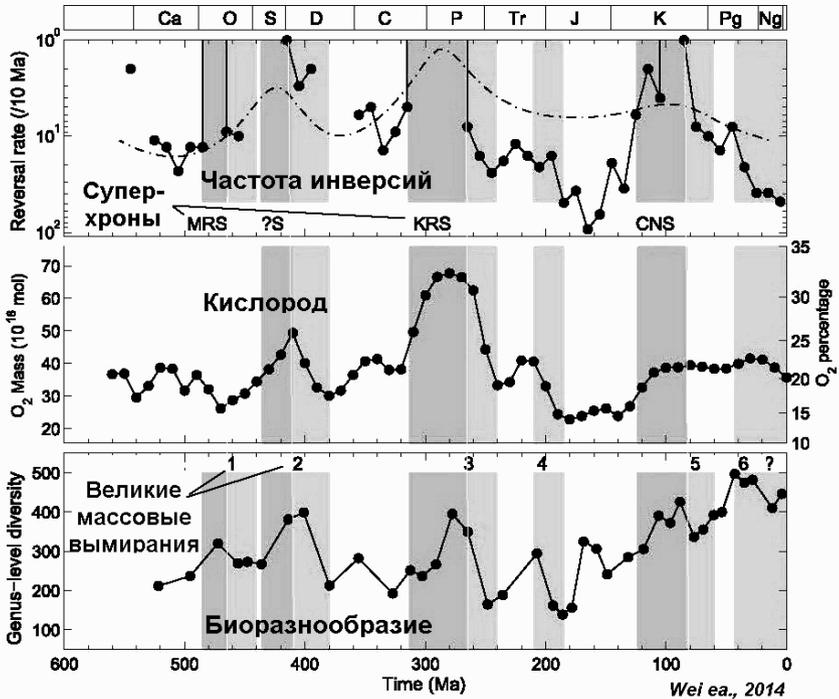


Рисунок 2. Эволюция частоты инверсий, концентрации кислорода в атмосфере и биоразнообразия морских организмов в фанерозое (по [8], с изменениями)

Рассмотрение данных показывает, что изменения геомагнитного поля являются элементами сложной системы других изменений среды (вулканизма, климата, последствий импакт-событий и др.), которые стимулируют эволюцию и могут привести к вымирианиям. Причиной земных изменений является, вероятно, возбуждение мантийной активности. Мантийные плюмы проявляются на поверхности Земли в виде вулканической деятельности и вызванных ею изменений в атмосфере, гидросфере и литосфере. Изменения состояния геомагнитного поля также инициируются у границы ядра и мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В.В. Физика Земли. Новосибирск, 2011. <http://www.geokniga.org/inboxes/5226>
2. Бараш М.С., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Мухина В.В. Стратиграфия четвертичных отложений океанов // 27 Междунар. Геол. Конгресс. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Доклады. Т. 3. М.: Наука. 1984. С. 36–48.
3. Opdyke N.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. Academic Press, 1996. 341 p.
4. Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 13917–13951.
5. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И., Брагин В.Ю. Вариации геомагнитного поля в меловом периоде // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. N7. С. 930–939.
6. Gubbins D. The distinction between geomagnetic excursions and reversals // Geophys. J. Int. 1999. V. 137. N1. P. F1–F3.
7. Nowaczyk N.R., Arz H.W., Frank U. et al. Dynamics of the Laschamp geomagnetic excursion from Black Sea sediments // Earth and Planetary Science Letters. 2012 V. 351–352. P. 54–69.
8. Wei Y., Pu Z., Zong Q., et al. Oxygen escape from the Earth during geomagnetic reversals: Implications to mass extinction // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 394. P. 94–98.

Changes in the geomagnetic field are elements of a complex system of changes in environmental conditions (volcanism, climate, consequences of impact events, etc.), which stimulate evolution and lead to mass extinction. A single cause of earth changes is probably the excitation of mantle activity.

Беньямовский В.Н.

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

Актуализированная стратиграфическая схема нового поколения палеогеновых отложений юга Русской и севера Скифской плит – ключевого бассейна в субширотной коммуникационной системе палеогеновых эпиконтинентальных морей Евразийского Пери-Тетиса

Benyamovskiy V.N.

(Geological Institute RAS)

The actualized stratigraphic scheme of a new generation of Paleogene deposits of the south of the Russian and northern Scythian plates – the key basin in the sublatitudinal communication system of the Paleogene epicontinental seas of the Eurasian Peri-Tethys

Ключевые слова: Воронежская антеклиз, обрамление Донецкого выступа, палеоген, стратиграфия, литология, биота, палеобассейновый анализ

Предлагается актуализированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Воронежско-Придонецкого региона нового поколения – ключевого района в субширотной коммуникационной системе эпиконтинентальных морей Евразийского Пери-Тетиса. В ней использованы ранее предлагавшиеся лито-стратоны для Воронежской антеклизы схемы В.П. Семенова (1965) с существенным обновлением биостратиграфической зональности по различным группам биоты, а также и добавлением новых лито-стратонов ранга толщ, свит, горизонтов и надгоризонтов. Базисом схемы являются палеогеографическо-палеоклиматические перестройки.

Мегарегион, о котором идет речь в данных тезисах, территориально охватывает палеогеновые отложения опущенных крыльев Воронежской антеклизы, находящейся в пределах юга Русской плиты. Он также включал южное и восточное палеогеновое обрамление Донецкого выступа вплоть до Азовского моря и далее на восток. Этот регион уже расположен в пределах севера Скифской плиты. Данный мегарегион в палеогене являлся морем-проливом, ключевым связующим мостом в субширотной системе коммуникаций между эпиконтинентальными морями Северо-Западного Пери-Тетиса и Юго-Восточного Пери-Тетиса. В акваторию Северо-Западного Пери-Тетиса входили: Северное море и эпиконтинентальные водоемы – Лондонский, Парижский, Бельгийско-Голландский, Датско-Северогерманский, Прибалтийско-Польский и Белорусский. Водоем Юго-Восточного Пери-Тетиса включал Предкавказский, Поволжско-Прикаспийский, Закаспийско-Туранский, Тургайский и Западно-Сибирский эпиконтинентальные моря. Воронежско-Придонецкий море-пролив

подразделялся на три структурно-фациальные, палеогеографические зоны. Первые две относятся к крыльям Воронежской антеклизы. Зона 1 Днепровско-Донецкая (междуречье верховьев Днепра с его левобережными притоками и верховьев Северского Донца). Он территориально соответствовал югу Брянской, Курской и западу Белгородской областей. Зона 2 Доно-Донецкая (междуречье Северского Донца и Дона) соответствовала востоку Белгородской, югу Воронежской, северо-западу Ростовской и юго-востоку Волгоградской областей. Зона 3 охватывала пространства низовья Цимлянского водохранилища и рек Сала, Маньча, Дона, а также северного побережья Азовского моря (север Ростовской и юг Волоградской областей). Зона 1 была наиболее мелководная. Она характеризовалась преимущественно терригенными осадками, содержащими морские моллюски, реже фораминиферы, наннопланктон, радиолярии и диатомеи. Также в отложениях данной зоны присутствуют наземные флоры и спорово-пыльцевые комплексы, ей были присущи частые перерывы в осадконакоплении. Вторая зона отличалась гораздо более постоянными морскими условиями и в ней располагаются большинство стратотипов свит, горизонтов и надгоризонтов. Ее биотический состав более разнообразен за счет нередкого присутствия стратиграфически важных морских групп: моллюсков, диатомей, фораминифер, наннопланктона, вместе со спорами и пыльцой. Третья зона – южное и восточное обрамление Донецкого выступа являлась наиболее мористой частью мегарегиона и характеризовалась лито-стратиграфическими и зональными подразделениями Кавказского региона (см. рис. 1 и 2).

В последние годы были проведены детальные стратиграфические и лито-стратиграфические исследования стратотипических и опорных разрезов [1–5], в результате которых специалисты пришли к выводу о необходимости реанимировать известную стратиграфическую схему палеогена Воронежской антеклизы В.П. Семенова [6, 7]. В предлагаемой актуализированной схеме использованы все свиты, горизонты и надгоризонты схемы В.П. Семенова. Среди добавлений к упомянутой схеме следует отметить вновь появившееся ряд толщ, тацинский горизонт (включающий ейскую, канаковскую и тацинскую свиты), а также воробьевскую, пасековскую свиту и олигоценый смаглеевский надгоризонт (с пасековским, кантемировским и журавским горизонтами). Кроме того, палеогеновая схема В.П. Семенова [6, 7] кардинально обновлена за счет использования опубликованных и полученных в последние годы данных по зональному делению различных групп макро- и микробиоты: диноцист, наннопланктона, фораминифер, диатомей, радиолярий, флоры, моллюсков, спор и пыльцы (рис. 1 и 2). Значительная часть использованных данных была получена в результате комплексного интегрального изучения стратотипических, классических и опорных

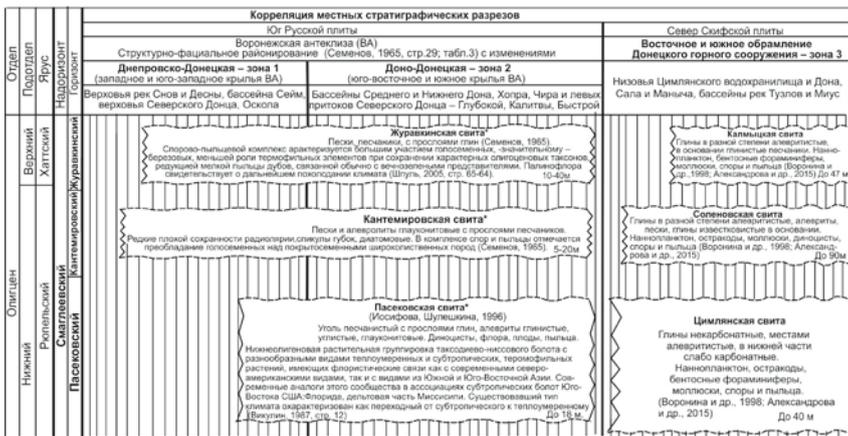


Рисунок 2. Предлагаемая актуализированная стратиграфическая схема олигоценых отложений Воронежско-Придонецкого региона

Еще один важнейший результат проведенных и продолжающихся исследований, заключается в том, что установлена причинно-следственная связь между лито-биостратиграфическим содержанием предлагаемой схемы и эволюцией морских бассейнов, сообщения или разобщения водных масс, смену конфигураций течений, направленности палеоклиматических трендов, изменения палеообстановок. В фазы высокого уровня стояния Мирового океана, которым являлись таинское (дат-раннезelandское) время и ранняя позднелютетская (сергеевская) фаза через Воронежско-Придонецкий море-пролив устанавливались прямые палеобиогеографические связи между морями Северо-Западного и Юго-Восточного Пери-Тетиса. В эти отрезки геологического времени фиксируется седиментологическая и биотическая близость, а также сходство комплексов диноцист, наннопланктона, бентосных фораминифер на всем пространстве северного эпиконтинентального евразийского Пери-Тетиса. В другие (более длительные отрезки геологического времени) периодически образовывалась сухопутная перемычка, вследствие чего на месте моря-пролива временами возникал полузамкнутый Воронежский залив. Палеообстановка Воронежского залива отвечали определенным фазам этапов формирования донского (танет-ранний ипр), богучарского (средний ипр-ранний лютет) и большей части северо-донецкого (бартон-приабон) надгоризонтов. В преимущественно терригенных отложениях этих надгоризонтов (серий) среди различных групп макро-и микробиоты отмечается присутствие как космополитных, так и эндемичных форм. На рубеже эоцена и олигоцена произошло глобальное событие перехода от теплой биосферы («green house») к холодной («ice house»), обусловленное оледенением Антарктиды, и сопровождавшееся глобальной регрессией. В изучаемом регионе граница эоцена и олигоцена отразилась в кардинальной

перестройке палеоландшафтов от преимущественно морских обстановок в палеоцене и эоцене к прибрежно-морским и континентальным. В начале олигоценового (смаглеевского) этапа гумидная субтропическая флора предтургайского типа сменилась хвойно-широколиственной формацией тургайского облика [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Запорожец Н.И., Застрожнов, С.И. Застрожнов А.С., Табачникова И.П., Орешкина Т.В., Закревская Е.Ю. Биостратиграфия палеогена юго-запада Волгоградской области (Скв. 13, Гремячинская площадь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 70–95.
2. Бурова Э.М., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П., Рябоконт Т.С., Радионова Э.П. Опорный разрез Кантемировка палеогена Воронежского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 1–24.
3. Беньямовский В.Н. Предложения к уточнению стратиграфической схемы палеогена Воронежско-Придонецкого региона // Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы. Материалы совещания (Москва, ВНИГНИ, 23–25 ноября 2015 г.). М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2016. С. 122–128. С. 134–139.
4. Беньямовский В.Н. Предложения по структурно-фациальному районированию и субрегиональным горизонтам палеогена Воронежско-Придонецкого субрегиона // ПАЛЕОСТРАТ-2017. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26–28 января 2017 г. Программа и тезисы докладов / Алексеев А.С. (ред.). М.: ПИН РАН, 2017. С. 15–16.
5. Беньямовский В.Н. Палеонтологическое и палеогеографическое обоснование региональных горизонтов палеоцена–эоцена Воронежско-Придонецкого региона юга Европейской России // Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества при РАН (3–7 апреля 2017 г., Санкт-Петербург). Санкт-Петербург, 2017. С. 31–33.
6. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965. 279 с.
7. Семенов В.П. Воронежская антеклиза. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / В.А. Гроссгейм, И.А. Коробков (ред.). С. 183–191.
8. Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. Paleogene floral assemblages around epicontinental seas and straits in Northern Central Eurasia: proxies for climate and paleogeographic evolution // *Geologica Acta*. 2009. V. 7. № 1–2. P. 297–309. Proposed stratigraphic scheme of the Paleogene deposits of Voronezh-Pridonetsk region is a key area in the sublatitudinal communication system of the Eurasian epicontinental seas of Peri-Tethys. It used the previously proposed litho-stratigraphical units for the Voronezh anticline scheme by V. P. Semyonov, with a substantial update to the biostratigraphic zonation for different groups of biota. The basis of the scheme is the paleogeographic-paleoclimatic reconstructions.

Бровина Е.А.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: brovina.ekaterina@gmail.com)

Динамика разнообразия нижнемеловых родов *Hedbergella* Bronnimann et Brown, 1958 и *Clavihedbergella* Banner et Blow, 1959, как ключ к пониманию экологических событий
Brovina E.A.

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Dynamics of diversity in the lower Cretaceous genera *Hedbergella* Bronnimann et Brown, 1958 *Clavihedbergella* Banner et Blow, 1959, as the key to understanding environmental events

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, палеоэкология, биостратиграфия, нижний мел, баррем, апт, Крым.

Изучены планктонные фораминиферы группы хедбергеллид из баррем-аптских отложений Юго-Западного и Восточного Крыма (разрезы Верхоречье, Партизанское, Красная Горка, Марьино, Заводская балка). Проведена ревизия и определены критерии выделения родов *Hedbergella* и *Clavihedbergella*, в результате чего обнаружены в пределах нижнеаптского аноксидного события OAE1a (Selli) локальные кризисы представителей рода *Hedbergella*, при одновременном расцвете представителей рода *Clavihedbergella*.

Среди нижнемеловых планктонных фораминифер (ПФ) выделяются две морфологические группы – со спирально-плоскостным и трохойдным типами навивания раковин. К первой относятся рода *Globigerinelloides* Cushman et Dam, 1948, *Leupoldina* Bolli, 1957 и *Blowiella* Kretschmar et Gorbachik, 1971, который ныне считается синонимом *Globigerinelloides* [1, 2]. В род *Leupoldina* объединяются формы с вытянутыми камерами последнего оборота, что трактуется рядом исследователей, как абберантные формы малокамерных *Globigerinelloides* [3, 4]. Виды в группе планоспиральных ПФ выделяются по количеству камер.

Родовое разнообразие второй группы (трохойдные ПФ) все еще дискуссионно; разными исследователями признается от двух до 15 родов в зависимости от точки зрения на признаки родового ранга. Однако, ревизия некоторых представителей трохойдных ПФ, проведенная в последние годы [5, 6], привела к пониманию очень важного момента – в основе родовой систематики должен лежать комплекс признаков. Так род *Paraticinella* Premoli Silva et al., 2009 был выделен не по одному, а по группе признаков. Все остальные трохойдные формы в настоящий момент принято относить к роду *Hedbergella* Bronnimann & Brown, 1958 на основании пористости стенки [7, 8]. Однако в этом случае выбор единого видового критерия для всего многообразия нижнемеловых хедбергеллид становится невозможен.

Это приводит к запутанной таксономической системе и, в свою очередь, неясности временного и географического распространения видов, что не позволяет в должной мере использовать хедбергеллид в стратиграфических целях. В то время как именно эта группа, относящаяся к мелководному морфотипу, была наиболее распространена в эпиконтинентальных бассейнах, к которым в баррем-аптское время относился и ЮЗ Крым. Другие – стратиграфически важные ПФ, использующиеся в качестве зональных для Средиземноморского пояса [9, 10] – принадлежат к более глубоководным морфотипам (*Globigerinelloides*, *Paraticinella*), поэтому не всегда встречаются в изучаемых отложениях.

Настоящая работа направлена, во-первых, на выявление таксономически важных признаков внутри трохоспиральной группы нижнемеловых ПФ – с учетом новых, полученных на Крымском материале данных. Во-вторых, на установление соподчиненности этих признаков. И, как результат, обсуждается валидность выделенных ранее родов.

В результате статистического изучения более 200 раковин аптских ПФ (в основном – зоны *L. sabri* – *Gl. ferreolensis*) выявлен комплекс таксономически значимых признаков:

1. Высота спирали у изученных экземпляров может быть высокой (Табл. I, рис. 2б) или низкой (Табл. I, рис. 1б)

2. Пористость. На изученном материале выявлены поры диаметром менее 1 мкм (Табл. I, рис. 1г) или от 1 до 2 мкм (Табл. I, рис. 2г). Диаметр и особенности пористости на разных стадиях навивания раковины оказались тоже различны: либо поры и межпоровые расстояния практически идентичны что на ранней, что на поздней камерах оборота (Табл. I, рис. 1е), либо на ранних камерах диаметр пор и межпоровые расстояния существенно крупнее (Табл. I, рис. 2е).

3. Скульптура. Не смотря на то, что в обычном бинокуляре (x 32) все изученные раковины выглядят гладкими, при исследовании их поверхности под СЭМ выявилось четкое различие в скульптуре стенки. Раковины несли либо поровые конусы (Табл. I, рис. 2д), либо маленькие бугорки (Табл. I, рис. 1д).

4. Устье могло быть с приустьевой губой (Табл. I, рис. 1ж) или без нее (Табл. I, рис. 2ж). Портики.

Причем все эти признаки встречены только в комплексе, в результате чего экземпляры можно четко разделить на две группы:

1) с высокой спиралью, более крупной пористостью, изменяющейся с нарастанием слоев на камере, со скульптурой в виде поровых конусов и без приустьевой губы;

2) с низкой спиралью, с более мелкой пористостью, не меняющейся на разных стадиях развития, с мелкобугорчатой скульптурой и с приустьевой губой.

С помощью этих данных даже раковины плохой сохранности (с

неразличимыми пористостью и скульптурой) могут быть достоверно отнесены к одному или другому роду.

Поскольку признаки первой группы соотносятся с таковыми голотипа *H. trocoidea* (http://portal.chronos.org/gridsphere/gridsphere?cid=res_taxondb) – типовом виде рода, то первая группа относится к роду *Hedbergella*.

Вторая группа относится к роду *Clavihedbergella* (типовой вид *Ch. simplex*).

Полученные данные были применены к разрезу Заводская балка (Восточный Крым), где обнаружилось, что в преддверии события ОАЕ1а (Selli) происходит кризис *Hedbergella* – образцы заполнены сначала исключительно ювинильными формами этого рода, выше они исчезают, а комплекс планктонных фораминифер практически полностью состоит из представителей рода *Clavihedbergella*. Далее, ближе к верхней границе нижнего апта происходит повторная смена доминант: при постепенном снижении количества *Clavihedbergella* наблюдается бурный расцвет *Hedbergella*, продолжавшийся в течение всего верхнего апта. По-видимому, эти два рода предпочитают разные условия приповерхностных вод, что является важным экологическим маркером в изучаемых отложениях.

Работа выполнена по тематике Госзадания № 0135-2014-0070 и поддержана грантами РФФИ 16-35-00468 мол_а и 16-05-00363 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Verga D., Premoli Silva I. Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys: the small, few-chambered representatives of the genus *Globigerinelloides* // Cretaceous Research. 2003a. V. 24. P. 305–334.
2. Verga D., Premoli Silva I. Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys: the large, many-chambered representatives of the genus *Globigerinelloides* // Cretaceous Research. 2003b. V. 24. P. 661–690.
3. Verga D., Premoli Silva I. Early Cretaceous planktonic from the Tethys: the genus *Leupoldina* // Cretaceous Research. 2002. V. 23. P. 189–212.
4. Verga D., Premoli Silva I. Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys: the Upper Aptian, planispiral morphotypes with elongate chambers // Cretaceous Research. 2005. V. 26. P. 239–259.
5. Premoli Silva I., Caron M., Leckie R.M., Petrizzo M.R., Soldan D., Verga D. *Paraticinella* n. gen. and taxonomic revision of *Ticinella bejaouaensis* Sigal, 1966 // Journal of Foraminiferal Research. 2009. V. 39. P. 126–137.
6. Ando A., Huber B.T., Premoli Silva I. *Paraticinella rohri* (Bolli, 1959) as the valid name for the latest Aptian zonal marker species of planktonic foraminifera traditionally called *bejaouaensis* or *eubejaouaensis* // Cretaceous Research. 2013. V. 45. P. 275–287.
7. Premoli Silva I., Verga D. Classification of Early Cretaceous trochospiral, planispiral planktonic foraminifera: An update // Anuário do Instituto de Geociências. 2006. V. 29. P. 361–362.

8. Mesozoic Planktonic Foraminiferal Working Group (Huber, B.T., coord.), Mesozoic Planktonic Foraminiferal Taxonomic Dictionary. 2006. www.chronos.org.
9. Robaszynski F., Caron M. (coordinators) Atlas of Mid-Cretaceous Planktic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys): Cahiers de Micropaleontologie. 1979. V. 1. 185 p.
10. Ogg J.G., Hinnov L.A. Chapter 27. Cretaceous // The Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1144 p.

The planktonic foraminifera from the Barremian-Aptian deposits of the South-Western and Eastern Crimea have been studied. The revision of trochospiral group helped to determine it to the genera *Hedbergella* and *Clavhedbergella* by several clear criteria. As a result within the lower Cretaceous anoxic events OAE1a (Selli) have been detected local crises of the genus *Hedbergella*, and flowering of the genus *Clavhedbergella*.

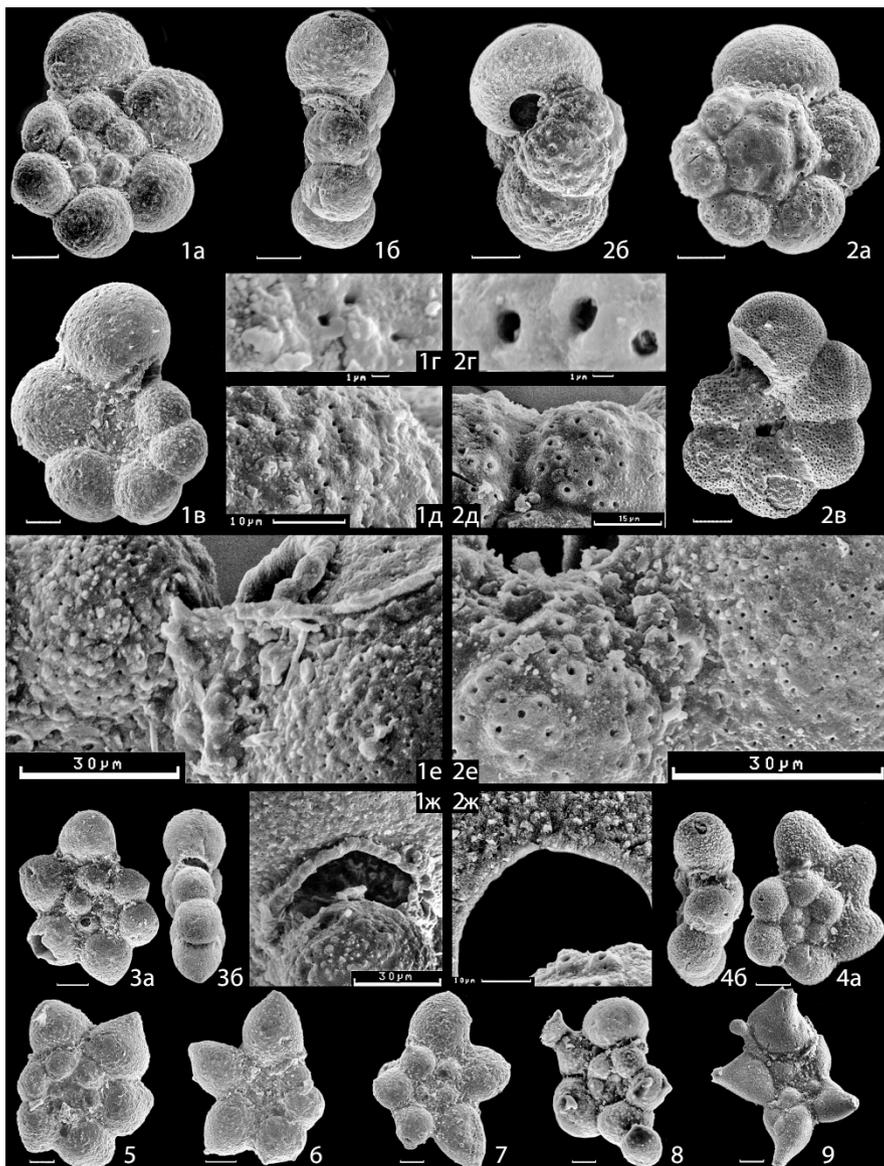


Рисунок 1. Морфологические отличия родов *Clavihedbergella* (1а–ж, 3–9) и *Hedbergella* (2а–ж)

Гаврилов Ю.О.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yugavrilov@gmail.com)

Некоторые проблемы интерпретации происхождения черных сланцев во время «океанских аноксических событий» (OAEs)

Gavrilov Yu.O.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Some problems of interpretation of black shales origin during "oceanic anoxic events" (OAEs)

Ключевые слова: органическое вещество, черные сланцы, аноксидные обстановки, биопродуктивность

В 1976 г. в научный обиход был введен термин «океанские аноксические события (OAEs)» [1]. Основанием к этому послужила находка в кернах глубоководного бурения горизонтов черных сланцев в меловых отложениях и их корреляция с аналогичными горизонтами на суше. Тонкая ламинация сланцев и отсутствие следов биотурбации явились основанием для предположения о развитии аноксии в морях и океанах при образовании этих отложений. Однако некоторые особенности строения горизонтов OAE (частое чередование углеродистых и безуглеродистых слоев) свидетельствуют об отсутствии стабильных аноксидных обстановок, с которыми связывают накопление в осадках органического вещества. Причиной образования углеродистых осадков был резкий рост продуктивности органикостенного микропланктона. Относительное уменьшение содержания CaCO_3 в горизонтах черных сланцев нередко связывают с явлением ацидификации вод океана в это время. Более реальной причиной этого явления была, видимо, конкуренция между разными группами микробиоты – карбонатным и органикостенным микро- и пикопланктоном.

В 1976 г. в научный обиход был введен термин «океанские аноксические события (OAEs)» [1]. Поводом к этому послужило обнаружение в кернах глубоководного бурения горизонтов черных сланцев в меловых отложениях Тихого и Атлантического океанов и их корреляция с аналогичными горизонтами на континентах. Тонкая ламинация сланцев и отсутствие следов биотурбации явились основанием для предположения о развитии аноксии в морях и океанах при образовании отложений такого типа. В дальнейшем, для подтверждения этой гипотезы привлекались данные по нахождению в отложениях некоторых OAEs биомаркеров (изорениератен и др.) Однако ряд особенностей горизонтов OAEs, наблюдаемых в разрезах Северного Перитетиса (частое чередование углеродистых и безуглеродистых слоев, невысокие содержания Mo, Se и др.) позволяют сомневаться в существовании в это время в водной толще палеоводоемов стабильных аноксидных обстановок, которые могли бы быть основной причиной накопления в осадках органического вещества (ОВ).

Одним из наиболее ярко выраженных горизонтов углеродистых отложений, имеющих глобальное распространение, является пласт верхнесеноманских «черных сланцев», залегающий вблизи от сеноман/туронской границы (так называемое событие «ОАЕ2»). К этому уровню приурочен заметный кризис биоты, сопровождавшийся вымиранием довольно значительного количества родов и семейств амmonoидей, морских ежей, других морских беспозвоночных [2, 3].

Накопившиеся во время позднесеноманского палеоэкологического события ОАЕ2 отложения представляют собой удобный объект для оценки условий их формирования. Они встречены во многих разрезах мела Большого Кавказа и Крыма, а расстояние между самым восточным и самым западным разрезами достигает почти 1000 км. На этой территории существовали разные обстановки седиментации что явилось причиной некоторых различий между литолого-геохимическими характеристиками отложений «ОАЕ2» [4]. Вместе с тем, сопоставление структуры разрезов из разных частей Крымско-Кавказского региона позволяет выявить также и общие черты их строения. 1) Почти всегда под отложениями ОАЕ2 отмечается резкая литологическая граница с залегающими ниже известняками сеномана с признаками размыва и перерыва в осадконакоплении. 2) На известняки ложится слой известковистых глинисто-алевритовых отложений (10-30 см), накопившихся в мелководных обстановках. 3) Выше залегает горизонт обогащенных ОВ отложений (20–80 см). ОВ может быть либо относительно равномерно распределено в породе (западный Крым), либо образовывать серию высокоуглеродистых слоев циклически чередующихся с прослоями карбонатных пород (Восточный Кавказ). 4) Во многих разрезах по резкой эрозионной границе на отложения ОАЕ2 налегают туронские известняки; гораздо реже наблюдается постепенный переход от сеномана к турону. В наиболее полных разрезах этого события отчетливо видно, что изменения литолого-геохимических характеристик отложений верхнего сеномана, присущих ОАЕ2, начинаются до накопления углеродистых осадков и заканчиваются заметно позже завершения их формирования. Так, например, для отложений этого интервала характерны положительная углеродная и отрицательная кислородная изотопные аномалии. Причем эти аномалии характерны не только для углеродистого горизонта, но они начинают проявляться уже в отложениях, подстилающих его, и продолжаются в залегающих выше. Схожее поведение демонстрируют также некоторые химические элементы. Таким образом, из полученных данных можно заключить, что объем события ОАЕ2, т.е. временной интервал его проявления существенно больше, чем только период накопления углеродистых осадков.

Структура верхнесеноманской толщи в пределах Крымско-Кавказской области и наличие во всех разрезах ниже углеродистого пласта эрозионной поверхности свидетельствуют о произошедшей кратковременной, но

значительной по амплитуде падения уровня моря регрессии, которая предшествовала событию ОАЕ2. Возможно, что эту регрессию следует также рассматривать в составе ОАЕ2, поскольку она в значительной мере повлияла на дальнейшее развитие этого события.

Регрессия сменилась относительно небольшим подъемом уровня моря, что сопровождалось накоплением в мелководных обстановках известковистых глинистых осадков (отчасти продуктов размыва ранее накопившихся карбонатных отложений). Окончание этого этапа осадконакопления было связано с началом развития быстрой эвстатической трансгрессии, во время которой произошел резкий рост продуктивности органикостенного планктона (динофлагелляты, бактериопланктон и др.), который привел к образованию высокоуглеродистых осадков. Причиной же усиления биопродуктивности было поступление в водоемы больших количеств биофильных элементов, выносившихся из наземных прибрежных геохимически активных ландшафтов во время быстрой эвстатической трансгрессии [4–6]. Эти ландшафты, где были аккумулярованы значительные массы ОВ и биофильных элементов, сформировались во время предшествовавшей ОАЕ2 регрессии.

Схожий сценарий формирования горизонтов углеродистых осадков был характерен и для других мел-палеогеновых событий, зафиксированных в разрезе северного Перитетиса: ОАЕ1а [7], РЕТМ [5], а также раннеогарского [8], которое выражено в несколько иных фациях.

Существовали ли аноксидные обстановки в палеоводоемах и какова была их роль в формировании углеродистых отложений «ОАЕ2»? Вполне возможно, что бескислородные условия в водной толще палеобассейнов могли формироваться, однако возникали они вследствие расхода кислорода на окисление больших масс ОВ, накопившихся в результате резкого роста биопродуктивности органикостенного микропланктона. Причем аноксия, видимо, охватывала в основном нижние придонные слои столба воды, на что может указывать угнетенный характер бентосной фауны, малое количество следов биотурбации. На площади палеобассейнов эти обстановки развивались не повсеместно, а локально и были приурочены к зонам наиболее высокой биопродуктивности. В областях активной гидродинамики возможность возникновения аноксидных обстановок была весьма незначительной. В результате, они не оказали заметного влияния на концентрацию в осадках водоемов северного Перитетиса Mo, Se, Re, некоторых других редокс-чувствительных элементов, которые накапливаются в илах морей с сероводородным заражением.

По нашему мнению, обстановки дефицита кислорода в водах палеоводоемов во время относительно непродолжительных «ОАЕ», если локально и возникали, то решающего влияния на накопление в осадках значительных количеств ОВ не оказывали. Вместе с тем в иных фациальных обстановках влияние аноксидных обстановок на накопление ОВ могло

ощутимо проявляться. Так, например, это влияние прослеживается в существовавших сравнительно длительное время (несколько млн. лет) региональных палеоводоемах (среднеэоценовый кумский бассейн, майкопский и др.), однако концентрации $C_{\text{орг}}$ в их породах относительно невелики – первые % [9 и др.] по сравнению с отложениями «ОАЕс» (до 10–20 и более % $C_{\text{орг}}$).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-07556) и в соответствии с госзаданием ГИН РАН (темы № 0135-2016-0004 и 0135-2015-0031).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences // *Geol. en Minj.* 1976. V. 55. P. 179–184.
2. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя / Ред. В.В. Меннер. 1989. С. 22–47.
3. Кауффман Э. Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156–254.
4. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднеэоценовское палеоэкологическое событие (ОАЕ 2) в восточно-кавказском бассейне Северного Перигетиса // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.
5. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука. 2004. С. 493–531.
6. Hallam A., Bradshaw M.J. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // *J. Geol. Sci.* 1979. V. 136. Pt. 2. P. 157–164.
7. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
8. Gavrilo Yu. The Early Toarcian Event in the Caucasus Basin. Abstract book. 19-th International Sedimentological Congress, 18-22 august 2014, Geneva, Switzerland. P. 236.
9. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Недумов Р.И., Покровский Б.Г. Обстановки седиментации и геохимия верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений северо-восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 6. С. 23–46.

In 1976, in scientific use had introduced the term "oceanic anoxic events (OAEs)". The basis for this was the finding in the cores of deep-sea drilling of the black shale horizons in the Cretaceous deposits and their correlation with similar horizons on land. Fine lamination of shales and the absence of traces of bioturbation was the basis for assumption

about the development of anoxia in the seas and oceans during formation of these sediments. However, some features of the structure horizons of the OAE (frequent alternation of carbonaceous and carbon-free layers) indicate the absence of stable anoxic conditions that are related to the accumulation in sediments of organic matter. The reason for the formation of carbon precipitation was a sharp increase in productivity organic-walled phytoplankton. The relative decrease in the content of CaCO_3 in the black shale horizons are often associated with the phenomenon of acidification of ocean waters at this time. A more realistic reason was probably competition between different groups of microbiota – carbonate and organic-walled micro- and picoplankton.

**Ганзей Л.А.¹, Разжигаева Н.Г.¹, Гребенникова Т.А.¹,
Арсланов Х.А.², Макарова Т.Р.¹, Иванова Е.Д.¹, Харламов
А.А.³, Лебедев И.И.¹**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: lganzey@tig.dvo.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Москва)

**Проявление палеоцунами на побережье Большого
Владивостока в историческое время и в голоцене**
**Ganzev L.A.¹, Razjigaeva N.G.¹, Grebennikova T.A.¹, Arslanov
Kh.A.², Makarova T.R.¹, Ivanova E.D.¹, Kharlamov A.A.³,
Lebedev I.I.¹**

(¹Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok; ²St.Petersburg State University, St. Petersburg; ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Manifestation of paleotsunami on the coast of Great
Vladivostok in historical time and in the Holocene**

Ключевые слова: цунами, осадки, радиоуглеродное датирование, малый ледниковый период, Японское море

Найдены следы цунами на побережье о. Русский и п-ове Муравьева-Амурского. В верхней части разрезов торфяников залегают осадки цунами 1983 и 1993 г. Обнаружены осадки 5 исторических цунами, предполагается, что они относятся к событиям 1833, 1741, 1614 (или 1644), 1448, 1341 г. Сильные цунами исторического возраста были более масштабными событиями, чем цунами XX века

Одним из факторов, влияющих на развитие побережья Приморья, являются цунами, вызванные землетрясениями, эпицентры которых сосредоточены вдоль Японских островов на дне Японского моря [1]. Большой интерес представляет проявление цунами на побережье о. Русский и п-ове Муравьева-Амурского, которые входят в агломерацию «Большой Владивосток» и являются наиболее освоенными участками Приморского края. Из 17 цунами, произошедших в бассейне Японского моря за последние 65 лет, на побережье Приморья было зафиксировано пять событий. В конце XX в. сильные цунами в северной части Японского моря произошли 26 мая 1983 г. и 12 июля 1993 г. Эпицентры находились в 30 км от северо-западного побережья о. Хонсю и к западу от юго-западного побережья Хоккайдо вблизи о. Окушири [2–4]. Цунами достигли побережья Приморья и были самыми крупными из исторических событий наряду с цунами 1940 г., о котором сохранилось очень мало сведений [1].

Обследования после цунами 1983 г. на побережье о. Русский показали, что величина заплеска была от 0.5 м (бух. Парис) до 1.5 м (бух. Аякс и Житкова), зона затопления достигала 36 м [4]. В районе Владивостока (материковое побережье) высота заплеска менялась от 0.66 м (бух. Золотой

Рог) до 3–4 м (бух. Горноста́й), максимум 5–6 м был зафиксирован в бух. Тихая [4]. Обследования цунами 1993 г. показали, что высота заплеска на большей части побережья была от 0.3 до 0.9 м, в бухтах Горноста́й и Собо́ль достигала 1.3–1.5 м, максимальные величины до 2.2 м были зафиксированы на побережье Уссурийского залива (бух. Чумаки и около м. Энгельма) [2].

Работы по поиску отложений палеоцунами проводились на о. Русский (бух. Спокойная, Парис, Воевода, Холуай) и на побережье бух. Муравьиная (Уссурийский залив). Наиболее информативными для поиска прослоев цунамигенных осадков являются разрезы озерно-болотных отложений береговых низменностей за пределами зоны влияния сильных штормов. Для идентификации морского происхождения песка использованы данные изучения диатомовых водорослей и бентосных фораминифер. Изучен гранулометрический состав цунамигенных осадков и определены источники материала. Возраст событий установлен на основе радиоуглеродного датирования подстилающих органогенных отложений.

На о. Русский наиболее информативным оказалось побережье закрытой бух. Спокойная, которая характеризуется уникальными условиями для осадконакопления при малых заплесках волн цунами (до 1–1.5 м). Современный штормовой вал имеет высоту около 0.7 м. Многочисленные прослои морских песков были найдены только в нижней зоне болотистой низменности (высотой до 1.3 м) между современным и древним штормовыми валами. Бурение торфяников вокруг оз. Глуздовского показало, что цунами в эту часть берега не проникали, т.е. высоты волн цунами в среднем-позднем голоцене не превышали 2.7 м. Низкий берег затоплялся во время цунами 1983 или 1993 гг. В кровле торфяников найдены гнезда песка, прослеживающиеся на расстояние 18 м от берега (высота залегания ~0.5 м). Здесь же обнаружены старые бревна, залегающие хорошо выдержанной полосой вдоль береговой линии. Вероятно, осадок оставило цунами 1993 г. В отличие от пляжа, сложенного разнозернистым песком, осадки цунами характеризуются одно- и бимодальными кривыми распределения (моды 0.2–0.25, 0.315–0.4 мм), содержат примесь алевроита (до 15%) и лучше сортированы. Материал переносился со дна бухты. В осадке обнаружено 27 морских и солоноватоводных видов диатомей (17.5–69.8%), встречены фрагменты пелагических *Thalassiosira decipiens*, *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp., сублиторальные планктонные *Paralia sulcata* и *Hyalodiscus scoticus*, бентосные *Aulacodiscus affinis*, *Diploneis smithii*, *Cocconeis scutellum*, *C. scutellum* var. *parva*, *Amphora marina* и др. Среди солоноватоводных высокого обилия достигают *Diploneis interrupta* (до 63.9%), *Planothidium hauckianum* (6.7%), *Fallacia pygmaea* (2.5%). В осадке также найдены единичные агглютинирующие виды бентосных фораминифер *Jadammina macrescens* и *Miliammina fusca*, раковины прикреплены к остаткам водорослей. Эти виды относятся к эвригалинному типу, хорошо приспособлены к условиям пониженной и неустойчивой

солености, широко распространены в литоральной зоне, на маршах и в мелководных лагунах.

Слой песка, который, вероятно, является следом цунами 1983 г., прослежен в кровле разрезов на расстояние до 50 м (высота залегания до 0.7 м). Современный возраст осадка подтверждает ^{14}C -дата ЛУ-8031, полученная из нижележащего торфа, который формировался после 1955 г. ($\delta^{14}\text{C} = 3.82 \pm 0.83\%$). Максимальная мощность (5 см) наблюдается в понижении за штормовым валом. Морское происхождение песка подтверждают данные диатомового анализа: встречено 20 разновидностей морских и солоноватоводных диатомей (79.5%). Доминирует характерный для заливов и бухт планктонный *Paralia sulcata* (17.1%), присутствует *Petronella marina*. Среди бентосных видов наиболее часто встречаются *Amphora marina* (2.9%) и *Cocconeis scutellum* (1.9%), а среди солоноватоводных *Planolithidium hauckianum* (29%), *Rhopalodia musculus* (16.2%), *Fallacia pygmaea* (4.3%), *Diploneis interrupta* (1.4%).

Ниже по разрезу вскрывается переслаивание торфа, торфянистых алевроитов и песков (мощность слоев до 4 см). Отложения сформировались в малый ледниковый период. В основании разреза выходят морские отложения последней малоамплитудной трансгрессии малого оптимума голоцена. Возраст осадков подтверждается ^{14}C -датой 700±60 л.н., 650±50 кал. л.н., ЛУ-8038 из линзы торфа из *Zostera marina* в пляжевых песках, которые образовались в завершающую фазу трансгрессии на границе малого оптимума и малого ледникового периода.

Уровень моря в малый ледниковый период был на 0.5 м ниже современного [5], поэтому прослой морских песков могли быть образованы только за счет цунами. Другой причиной образования покровов морских песков на болотистой низменности могут быть штормовые нагоны, но наблюдения за современными штормами (тайфуны Гони, 26.08.2015; Лайнрок, 31.08.2016) показывают, что даже в экстремальные шторма проникновение волн ограничивается полосой до 8–16 м, при этом покрова осадков не образуется.

С XIV по XIX век по летописным свидетельствам в бассейне Японского моря наблюдалось до 14 сильных цунами [6]. В разрезе береговой низменности бух. Спокойная фиксируется, как минимум, 4 события, осадки которых протягиваются до 60 м вглубь суши. По масштабу эти цунами намного превосходили цунами 1983, 1993 гг. Мощный слой мелкозернистого песка (до 25 см в понижениях рельефа) оставило цунами, произошедшее в XVII веке. В осадках найдено 15 видов и разновидностей морских и солоноватоводных диатомей (90%). Доминируют *Paralia sulcata* (52.5%) и *Cocconeis scutellum* (16.3%). Сопутствующими являются бентосные *Grammatophora oceanica* и *Arachnoidiscus ehrenbergii*, многие створки которого имеют плохую сохранность. Здесь же присутствуют фрагменты океанических *Coscinodiscus* sp., *C. asteromphalus*. Из

подстилающего торфа получена ^{14}C -дата 330 ± 70 л.н., 390 ± 80 кал. л.н., ЛУ-8036. Вертикальный заплеск был не менее 1.5 м, горизонтальный – более 200 м (с учетом более низкого уровня моря в регрессию). Осадки цунами, произошедшего около 400 кал. л.н., хорошо выражены на побережье Восточного Приморья, где величина заплеска оценивается до 5 м. Крупные цунами в Японском море, которые привели к большим разрушениям и человеческим жертвам на западном побережье Японских островов, были в 1614, 1644 гг. [1]. Высота волн цунами у Японских островов превышала 7 м. Выше этого песка выходят еще 2-3 прослоя морских песков, которые, вероятно, фиксируют более молодые события, произошедшие в XVIII-XIX. В этот период известно катастрофическое цунами 1741 г., которое сильно проявилось на Западном Хоккайдо и Северо-Западном Хонсю [6].

Нижняя часть торфяника фиксирует прохождение 3–4 цунами XIV-XVI веков. В верхней части интервала под тонким прослоем песка получена ^{14}C -дата 540 ± 50 л.н., 560 ± 40 кал. л.н., ЛУ-8037. Вероятно, следы этого же цунами были найдены на побережье Восточного Приморья, в ряде бухт был обнаружен хорошо выраженный слой песка, которое оставило цунами около 600 л.н. (^{14}C -даты 580 ± 80 л.н. 600 ± 50 кал. л.н., ЛУ-7104; 580 ± 40 л.н., 600 ± 40 кал. л.н., ЛУ-6562; 530 ± 50 л.н., 580 ± 50 кал. л.н., ЛУ-6558), высота заплеска была более 4 м [7]. Последнее событие, которое фиксируется в разрезе, могло быть цунами XIV века. Одно из известных событий произошло в 1341 г. и повлекло много жертв на западном побережье о. Хоккайдо [1].

Осадки современных цунами найдены в бух. Холуай на юге острова. Берег здесь сильно изменен – песок из аккумулятивных форм брался для строительства крепости в начале XX века. На заболоченных участках, расположенных в 100 м от берега за штормовым валом, под слоем маломощной почвы найден прослой разнозернистого песка с гравием. В осадке встречены морские диатомеи: *Cocconeis scutellum* и неритический южнобореальный *Thalassionema nitzschioides*. Заплеск был более 1 м.

В бух. Муравьиная берега преимущественно низменные и заболоченные, на западном берегу хорошо выражена морская терраса (высота 2–2.5 м). В основу реконструкций положены данные изучения разнофациальных отложений (мощность 2.2 м) около реликтового оз. Черепашьё [8]. Накопление илов в основании разреза началось в конце среднего голоцена, около 5150 ^{14}C л.н. (5950 кал л.н.). Находки морских диатомей в торфе, который формировался на берегу пресного озера, являются свидетельством прохождения цунами, о чем свидетельствует большее количество солоноватоводных видов (15 таксонов, до 19.5%). В некоторых интервалах высоко содержание широко распространенного в прибрежных водах моря *Diploneis interrupta* – до 48%, найдены целые створки и обломки морских *Tryblionella granulata*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Rhabdonema arcuatum*. Возраст этих событий оценивается около 1170, 1000, 500 кал. л.н. Следы близких по возрасту сильных цунами обнаружены на побережье Восточного

Приморья [7]. Из катастрофических событий в начале второго тысячелетия нашей эры следует упомянуть цунами, которое произошло около 700–800 кал. л.н. В разрезах осадки, оставленные этим цунами, лежат выше вулканического пепла В-Тм влк. Байтоушань (извержение 969 г.н.э.). Высота цунами на побережье Восточного Приморья достигала 3 м, зона затопления была не менее 470 м. Возрастной разброс калиброванных ¹⁴С-дат, по которым определен возраст цунами, охватывает период, когда на берегу бух. Муравьиная было поселение чжурчжэней.

Сильные цунами исторического возраста были более масштабными событиями, чем цунами XX века, с учетом снижения уровня моря в малый ледниковый период зона затопления могла достигать 200–250 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-00179).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1972. 309 с.
 2. Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12–13 июля 1993 г. на побережье Приморского края // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 8. С. 7–28.
 3. Го Ч.Н., Иващенко А.И., Симонов К.В., Соловьев С.Л. Проявления Япономорского цунами 26 мая 1983 г. на побережье СССР // Накат цунами на берег. Горький: ИПФ АН СССР, 1985. С. 171–180.
 4. Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами в побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 182 с.
 5. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
 6. The historical tsunami database. National Geographical data center. <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>
 7. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. № 1. С. 79–95.
 8. Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Разжигаева Н.Г. и др. Развитие ландшафтов полуострова Муравьева-Амурского в среднем-позднем голоцене по данным изучения отложений побережья бухты Муравьиная (Южное Приморье) // Успехи современного естествознания. 2017. № 2. С. 110–122.
- The manifestation of tsunami on the coast Russian Island and the Murav'ev-Amursky Peninsula were studied. In the upper part of the peat bogs tsunami deposits of 1983 and 1993 and 5 historical tsunamis were identified (1833, 1741, 1614 or 1644, 1448 and 1341). The strong tsunami of the historical age was more large-scale events than tsunami of XX century, considering sea level rise at Little Ice Age, inundation zone could reach 250 m.

Гладенков А.Ю.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: agladenkov@ilran.ru)

Роль микропалеонтологических данных в изучении материалов глубоководного бурения в Мировом океане: опыт первых 50 лет

Gladenkov A.Yu.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Role of micropaleontological data in study of materials of deep-sea drilling in the World Ocean: the first 50 years experience

Ключевые слова: разрезы глубоководных скважин, микропалеонтологические комплексы, детальная биостратиграфия, корреляция, палеоклиматические и палеоокеанологические события

Обсуждается значение микропалеонтологических данных для детального биостратиграфического расчленения и обоснованных корреляций донных океанических отложений. Подчеркивается роль этих данных высокой разрешающей способности в датировании вмещающих отложений и проведении реконструкций условий окружающей среды прошлого.

В 2018 г. международным научным сообществом будет отмечаться 50-летие начала глубоководного бурения в Мировом океане. Этот гигантский геологический эксперимент по изучению строения морского дна дал, в частности, возможность получить большой объем материалов и данных о вещественном составе и возрасте океанической земной коры, а также истории ее развития. К настоящему времени в рамках международного проекта Deep Sea Drilling Project (1968–1983 г.г.), а также международных программ Ocean Drilling Program (1985–2003 г.г.) и Integrated Ocean Drilling Program (2003 г. – по настоящее время) на морском дне пробурено более 2500 глубоководных скважин. За прошедшие годы произошло значительное усовершенствование технологий бурения и извлечения керна, а также модернизация и увеличение количества судовых буровых платформ. Это позволяет сейчас проводить бурение при высоком проценте выхода керна практически во всех районах Мирового океана и породах различной степени плотности. Современные технологии дают возможность достигать глубин бурения до 1500 м и проводить его при глубине моря до 4000 м. Необходимо подчеркнуть, что проводимые работы имеют международный характер: в их реализации участвовали ученые многих стран мира, а полученные материалы доступны всем заинтересованным специалистам. Эти исследования следует рассматривать как огромное научное достижение не только в отношении изучения строения морского дна и геологической истории океанов. Полученные результаты внесли весомый вклад в разработку и совершенствование методики детальных стратиграфических

исследований и определения возраста пород океанического фундамента и осадочного чехла. Кроме того, они предоставили богатый материал для реконструкций геологических событий и изменений природных обстановок прошлых эпох. Выбор актуальных направлений исследований и их реализация привели в итоге к появлению, как научных материалов каждой экспедиции и многочисленных региональных сводок, так и крупных обобщений. Как показала практика, существенный вклад в этом отношении вносит изучение ископаемых микроорганизмов. В сообщении освещаются основные направления использования микропалеонтологических данных в обработке материалов глубоководного бурения.

1) При изучении разрезов глубоководных скважин выявлено, что остатки микроорганизмов широко представлены в донных отложениях. Это целый мир древних организмов, ранее недостаточно хорошо изученный. В ходе обработки материалов установлено, что исследование микрофоссилий дает эффективные результаты по биостратиграфическому расчленению осадочных толщ кайнозоя и мезозоя. Ископаемые одноклеточные начали использоваться в стратиграфических целях еще в первой половине XX века. Однако морские наземные разрезы в целом не являются полными и непрерывными, а также часто содержат толщи, не охарактеризованные палеонтологически. Поэтому прослеживание в них смены типично морских комплексов микробиоты (с выделением маркирующих форм и определением интервалов их стратиграфического распространения), а также проведение их корреляций сталкивались с большими трудностями. Такие задачи удалось решить именно при обработке разрезов глубоководных скважин. В отличие от толщ, сформировавшихся в окраинно-океанических частях, отложения открытого океана, в целом, представлены достаточно выдержанными по латерали фациями, сложенными в основном биогенными осадками и глубоководными глинами, имеющими небольшие мощности. Изучение пробуренных осадочных толщ, с одной стороны, позволило проследить в относительно полных разрезах пелагических фаций в различных регионах последовательную стратиграфическую смену комплексов микроорганизмов. С другой стороны, были проведены оценки интервалов стратиграфического распространения и ареалов многих ископаемых форм (в том числе, ранее не известных в наземных разрезах), что дало возможность определить их важность для биостратиграфического расчленения и корреляции. При этом наибольший интерес представили исследования микропланктонных организмов. Так как ассоциации планктона быстро эволюционируют и имеют широкое географическое распространение, их изучение в итоге позволяет осуществлять детальное расчленение и обоснованные широкие корреляции древних толщ. В этом отношении впечатляющие результаты получены на основе исследований как микропланктона карбонатного (в первую очередь, планктонных фораминифер и кокколитофорид), так и кремнистого (диатомей,

радиолярий). Большой вклад в эти исследования внесло совершенствование оборудования для идентификации микроостатков, в частности, широкое внедрение в практику электронной микроскопии. Это позволило добиться существенного прогресса в изучении ультраструктуры и морфологических особенностей строения скелетов и панцирей, что привело не только к выделению новых родов и видов, но и к ревизии классификации и таксономии различных палеонтологических групп.

2) Во многом именно на материалах глубоководного бурения была отработана методика выделения таких стратиграфические подразделений как зоны, с последующим широким их внедрением в геологическую практику. Напомним, что зоны представляют более дробные стратиграфические подразделения по сравнению с ярусами. На основе изучения в разрезах глубоководных скважин смены ископаемых комплексов различных групп микроорганизмов разработаны детальные океанические биостратиграфические шкалы, представляющие собой последовательности смыкающихся зональных подразделений. Шкалы состоят из зон с продолжительностью в среднем от 1-2 млн. лет до 0.1-0.2 млн. лет, которые выделяются на биостратиграфической основе с учетом этапности эволюции ископаемых организмов. На практике выделяются зоны различного типа, границы которых проводятся по датированным уровням (прежде всего, уровням появления и исчезновения маркирующих планктонных форм). Критерии проведения границ могут быть неодинаковыми, поэтому в зависимости от этого, выделяются различные типы зон: комплексные зоны, зоны распространения (включающие зоны совместного распространения, зоны распространения таксона, филозоны), интервал-зоны и акме-зоны. В целом, зоны представляют отложения, сформировавшиеся за время существования определенного палеонтологического комплекса, который отличается от комплексов смежных слоев. Однако различия в составах сменяющих друг друга зональных сообществ в основном проявляются в ограниченном количестве видов. Как показала практика, наиболее эффективные результаты по выделению зон достигаются через анализ стратиграфического распространения отдельных видов или реже - родов. Применение такого подхода позволяет устанавливать дробные и смыкающиеся биостратиграфические подразделения с относительно изохронными границами.

Использование датированных уровней представляет удобный практический инструмент, который, по существу, в первую очередь направлен именно на выделение дробных биостратиграфических подразделений и маркирующих уровней. Во многих случаях в разрезах глубоководных скважин проведена прямая корреляция границ зон с магнитостратиграфической шкалой. Это дало возможность не только датировать границы зональных подразделений на реальной основе и точно определять продолжительность зон, но и напрямую сопоставлять их с

Международной стратиграфической шкалой (МСШ).

Отдельно следует отметить роль микропалеонтологических данных в совершенствовании самой МСШ. На их основе внесены коррективы в определение ярусных границ в стратотипах верхнего мела, палеогена и неогена, установленных в наземных разрезах – с уточнением границ подразделений разного ранга и возрастного положения маркеров.

Впервые показана возможность прослеживания зон по микропланктону в пределах обширных регионов Мирового океана. Однако обобщение полученных данных по кайнозою показало, что, в целом, глобальных зон в строгом смысле не существует. Наряду с выявленными особенностями характеристик океанических осадков в зависимости от их широтной приуроченности, установлены и различия между биокомплексами различных климатических поясов. Об этом свидетельствует анализ материалов по отложениям с возрастом моложе эоцена, которые формировались в условиях “ледникового” климатического режима, сменившего на Земле режим “оранжерейного” типа климата. Установлено, что с олигоцена микропалеонтологические ассоциации характеризуются определенной степенью провинциализма и приурочены к определенным климатическим поясам. Границы зон, выделяемых в их пределах по одной и той же группе зоо- или фитопланктона не всегда устанавливаются с помощью одних и тех же видов. В целом, границы подразделений в этих шкалах проводятся по одному принципу - на основе использования датированных уровней. Однако зональные комплексы имеют отличия в таксономическом составе, а в качестве датированных уровней во многих случаях выбраны различные формы. Кроме того, границы стратиграфического распространения ряда форм, в том числе важных в стратиграфическом отношении, могут оказаться диахронными при переходе из одной широтной области в другую.

Важно отметить, что как показала практика, разработанные зональные шкалы по различным группам планктона могут использоваться не только при исследовании осадочных отложений, формировавшихся в пределах открытого океана. Они также успешно применяются при датировании, расчленении и корреляции толщ окраинноморских и наземных разрезов.

3) Полученные в ходе обработки материалов бурения данные позволили установить особенности палеобиотических сообществ открытых бассейнов и шельфовых зон, определить специфику развития комплексов полуизолированных и окраинноокеанических экосистем, с анализом эволюции ассоциаций микроорганизмов отдельных провинций. Изучение микропалеонтологических комплексов в разрезах океанических экотонных зон дало возможность определить особенности этих переходных зон и их смещение во времени.

На основе обобщения материалов получены данные по этапности развития различных групп фауны и флоры (с фиксацией периодов вспышек

формообразования), а также океанических сообществ. Именно с учетом этих данных был проведен анализ этапности геологического развития крупных морских экосистем (Атлантического, Тихоокеанского, Антарктического и Арктического бассейнов) и их частей.

При изучении и восстановлении условий развития и формирования древних ассоциаций микроорганизмов было определено влияние на распространение биоты морских течений и апвеллингов; выявлена биполярность распространения ряда древних биотических комплексов; построены графики палеоклиматических флуктуаций и проведены реконструкции палеоокеанологических обстановок по различным временным срезам.

Подводя итог, можно сказать, что микрофауна и микрофлора являлись неотъемлемой частью мезозойских и кайнозойских морских экосистем. Развитие их ассоциаций проходило на фоне смены режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения степени продуктивности глубинных и поверхностных вод, их температур и других характеристик. Направленность и тенденции “эволюции” биотических сообществ в целом, отражают этапы развития океанических экосистем прошлого и происходивших в них перестроек. Поэтому исследование этапности развития микроорганизмов дало возможность подойти к выявлению последовательности и степени синхронности разномасштабных природных процессов, пониманию их взаимосвязи и влияния на формирование биоты. Все это позволило подойти к выявлению общей картины последовательности биотических и абиотических событий в Мировом океане для последних 60–65 млн. лет.

Таким образом, результаты анализа микропалеонтологических данных, полученных на основе изучения материалов глубоководного бурения за 50 лет, во многом имеют “прорывной характер”. Они внесли весомый вклад в разработку и совершенствование методики детальных стратиграфических исследований и определения возраста осадочных пород, а также реконструкций океанологических и климатических событий прошлого не только мела и кайнозоя, но и всего фанерозоя в целом.

Работа выполнена по теме государственного задания ФАНО № 0135-2015-0034 и при поддержке проекта РФФИ № 16-05-00199.

The significance of micropaleontological data for the detailed biostratigraphic subdivision and reliable correlations of bottom sediments in the World Ocean is discussed. A role of these high-resolution data in accurate dating of host sediments and environmental reconstructions is emphasized.

Гладенков Ю.Б.

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

Шельфовые отложения кайнозоя северо-западной части Тихого океана. Подходы к их стратиграфическому расчленению и корреляции

Gladenkov Yu.B.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Cenozoic shelf deposits of the northwest Pacific. Approaches to their stratigraphic subdivision and correlation

Ключевые слова: кайнозой, шельф, северо-западная часть Тихого океана, стратиграфия, корреляция

В пределах Камчатско-Сахалинской области, которая является звеном переходной зоны от океана к континенту, широко развиты шельфовые образования. Они характеризуются большой мощностью, наличием в терригенных толщах значительного количества вулканических пород, проградационными структурами, формационным и фациальным разнообразием и пр. Изучение камчатских и сахалинских разрезов кайнозоя в последние годы позволяют показать, как новые походы с комплексацией разных методов способствуют решению проблем детального стратиграфического расчленения древних толщ и палеогеографических реконструкций.

Шельфовые образования кайнозоя в пределах Северотихоокеанской области (в том числе Сахалина и Камчатки) развиты чрезвычайно широко. Их изучение часто наталкивается на большие трудности: из-за значительной дислоцированности пород, большой мощности фациально различных отложений, наличия проградационных структур в осадочных толщах, значительного влияния вулканических процессов и т.п. Если в конце 1990-х годов были составлены корреляционные стратиграфические схемы для этого региона с выделением горизонтов и региоярусов Камчатки и Сахалина, то в последние годы продвинулись работы по детализации и уточнению таких схем и более реальной дешифровке геологических событий в этом районе. Исследования по ключевым разрезам, в частности, точилинскому, кавранскому, майначскому, квачинскому и другим, выявили новые подходы на этом направлении. Так, при изучении кайнозойских толщ Западной Камчатки значительный прогресс был достигнут прежде всего путем комплексации данных по разным палеонтологическим группам. Если бентосные группы (моллюски и фораминиферы) позволяют провести детальное расчленение кайнозойских толщ в региональном масштабе (практически это сводится к выделению *слоев и зон* с фауной и флорой, а также *региоярусов*), то планктонные комплексы (диатомеи, диноцисты, известковистые фораминиферы) способствуют корреляции региональных

стратиграфических подразделений с Международной стратиграфической шкалой (МСШ), что обеспечивает их возрастное датирование. Впервые привлеченные палеомагнитные и изотопные данные делают корреляции более обоснованными, чем ранее.

В данном случае в результате изучения опорных разрезов Западно-Камчатского бассейна удалось детализировать стратиграфические схемы палеогена и неогена, обосновать выделение 15 региоярусов и выявить многие особенности геологической истории данного региона. В общем разрезе кайнозоя удалось установить пять крупных седиментационных цикла регионального масштаба [1], определить, что снос терригенного материала происходил в основном с востока (с блока мезозойских образований Срединного хребта), оценить влияние климатических флуктуаций (потеплений и похолоданий) на смещение ареалов морских биосообществ в северном и южном направлениях, выявить характер изменения береговой линии и депоцентров этого бассейна, определить значение морских проливов разного масштаба для обменов биотой северотихоокеанских бассейнов и проч. Одновременно были выявлены некоторые особенности эволюции палеосообществ шельфовых бассейнов, на которые ранее не обращали внимание. Изучение их смены в разрезах обнаружило, в частности, определенную периодичность (2-3 млн. лет) этого процесса, что на практике используется при обособлении региоярусов. Эти данные отражают определенную специфику развития морских биокомплексов в пределах Северотихоокеанской области и ее шельфов, что следует учитывать при анализе этого процесса в рамках Геомериды и Биосферы [2].

Сейчас сотрудниками ГИН РАН готовится специальная монография по этой тематике с разбором материалов по одному из лучших стратиграфических разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки - бухты Квачина. В ней освещается методика биостратиграфического расчленения палеоген-неогеновых отложений по разным палеонтологическим группам, литологические особенности осадочных толщ, специфические условия их залегания, палеомагнитные и изотопные характеристики, тектонические и структурные проблемы Охотоморского региона. Одновременно делается попытка расшифровать последовательность различных геологических событий и восстановить палеогеографические обстановки и особенности их перестроек. Другими словами - попытаться определить направленность и ход развития этой морской экосистемы в последние 60 млн лет, то есть в кайнозойское время.

Все эти новые материалы крайне важны не только в научном, но и практическом отношении, ибо сейчас продолжают геолого-съёмочные работы в регионе и ведутся активные поиски месторождений нефти и газа в шельфовых зонах Камчатки и Сахалина. В связи с этим актуальным представляется установление более тесной, чем сейчас, координации

биостратиграфических и сейсмостратиграфических работ.

К сожалению, нельзя не отметить, что при проведении геологических (в частности, стратиграфических) работ, проводящихся в Сахалино-Камчатской области, сейчас складывается тяжелая ситуация. Так, сворачиваются многие направления геологических исследований, в том числе геолого-съёмочные и тематические, катастрофически сокращаются кадры специалистов (прежде всего, палеонтологов) и т.п. Все это может привести к падению уровня изучения древних и современных шельфовых зон и размыванию высокого авторитета российских исследований на Дальнем Востоке, который был достигнут в прошлые годы и который вызывал восхищение у коллег из Японии и США. Сложившуюся ситуацию надо как-то менять, чтобы не превратить ее в необратимую.

Работа выполнена по теме № 0135-2014-0064 ГИН РАН и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00199) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 28.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладенков Ю.Б. Проявление фаз тектогенеза в кайнозой северозападного обрамления Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 117–123.
2. Гладенков Ю.Б. Северотихоокеанская область в палеогене и неогене как пример полузамкнутой экосистемы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 91–105.

In the Kamchatka-Sakhalin region, which is a part of the ocean-continent transitional zone, there widespread shelf formations. They are characterized by a great thickness, significant volcanic deposits occurred in terrigenous strata, progradational structures, formational and facial diversity and so on. Recent studies of the Cenozoic sections in Kamchatka and Sakhalin show that new approaches of integrated methods of investigation promote detailed stratigraphic subdivision of old deposits and paleogeographic reconstructions.

Голикова Е.А.^{1,2}, Михайлов Д.А.^{1,2}, Корсун С.А.^{2,1}

(¹Санкт-Петербургский государственный Университет, Санкт-Петербург, e-mail: e.golikova@spbu.ru ; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Фораминиферы соленых маршей *Trochammina inflata* в Белом море: экофенотип или новый подвид?

Golikova E.A.^{1,2}, Mikhailov D.A.^{1,2}, Korsun S.A.^{2,1}

(¹Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg; ² Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The salt marsh foraminifer *Trochammina inflata* in the White Sea: a local variety or new subspecies?

Ключевые слова: маршевые фораминиферы, *Trochammina inflata*, Белое море

Маршевые фораминиферы вида *Trochammina inflata*, в массе встречающиеся на литоральных маршевых лугах по всему миру, активно используются при проведении палеорекопструкций, поэтому их корректная идентификация необходима. Однако, с момента описания и вплоть до настоящего времени в литературе можно встретить разные описания и изображения этого вида. В Белом море первая опубликованная находка фораминифер *T. inflata* принадлежит Елене Михайловне Майер. Она нашла отличия беломорской формы от классической *T. inflata* и выделила беломорскую форму в новый подвид. Однако, ее работы не была завершена. Собранные нами на маршах Белого моря свежие экземпляры *T. inflata* практически полностью совпадают с описанием Майер: все экземпляры имеют от 6 до 7 камер в последнем обороте раковины наряду с классическим устьем, характерным для *T. inflata* и всего семейства Trochamminidae в целом. Вопрос о том, является ли беломорская форма *T. inflata* отдельным подвидом или же особенности строения ее раковины отражают лишь адаптивные модификации фенотипа в ответ на воздействие условий обитания, по-прежнему остается открытым.

Маршевые фораминиферы вида *Trochammina inflata* (Montagu), в массе встречающиеся на литоральных маршевых лугах по всему миру, активно используются при проведении палеорекопструкций, а также в экологических исследованиях сообществ маршевых фораминифер [1–2], поэтому их корректная идентификация необходима. Однако, с момента описания и вплоть до настоящего времени в литературе можно встретить разные описания и изображения этого вида: различия касаются формы раковины, особенностей строения пупочной области, степени кривизны межкамерных швов, количества камер в последнем обороте [3–7]. Так, например, Монтагю [3] описал этот вид по раковине с 5 камерами в последнем обороте; Вильямсон [4] переписал этот вид как 6-камерный; позднее Бронниманн и Виттакер дали описание неотипа *Trochammina inflata* также с 6 камерами в последнем обороте пупочной стороны [8].

В Белом море первая опубликованная находка фораминифер *T. inflata* принадлежит Елене Михайловне Майер [9]. Она нашла, что на вентральной

стороне беломорской формы этого вида даже у наиболее молодых особей количество камер не бывает меньше 6, а иногда достигает и 7 камер. Кроме того, по мнению Майер, беломорская форма мельче по размерам, чем «классическая» *T. inflata*: диаметр беломорских форм составлял 0.4–0.6 мм, а размер «типичной» *T. inflata* Майер описывает как «0.7–1 мм» [9]. В своей работе Майер сравнивала беломорскую форму с доступными на тот момент классическими работами [3–7, 10, 11], с каждой из которых она нашла различия. Сравнить свой материал с голотипом Майер не имела возможности, так как оба типовых экземпляра (первый – описанный Монтагу [3], и второй – переописанный Вильямсоном [4]) были утрачены, а неотип был описан значительно позднее Бронниманном и Виттакером в 1984 году [8]. Поэтому, на основании найденных ею отличий, Майер выделила беломорскую форму в самостоятельный подвид «*Trochammina inflata* subsp. *maris-albi* subsp.n. Mayer, 1962». Однако, такое наименование подвида так и не было утверждено – на момент работы Майер над описанием нового подвида вышла статья В.Я. Дидьковского [12] о новом виде *Trochammina winogradovi* в Черном море, о чем Майер упоминает в своей же статье [9, 12]. Дидьковский говорит о тесном сходстве описанного им вида *T. winogradovi* с *T. inflata* (Montagu) и не исключает возможности, что оба вида являются по сути лишь эври- и стеногалинными модификациями одного и того же вида. Наблюдая сходство беломорской формы с черноморской, Майер не решается выделить свой новый подвид *maris-albi* до проведения полного сопоставления беломорской и черноморской форм и в конце концов оставляет свой подвид без специального наименования – как «*Trochammina inflata* (Montagu) subsp. n.?» [9]. Работа по сравнению этих двух форм так и не была проведена, а беломорский подвид так и остался без своего наименования.

Собранные нами на маршах Белого моря свежие экземпляры *T. inflata* практически полностью совпадают с описанием Майер: все экземпляры имеют от 6 до 7 камер в последнем обороте раковины наряду с классическим устьем, характерным для *T. inflata* и всего семейства *Trochamminidae* в целом. Вопрос о том, является ли беломорская форма *T. inflata* отдельным подвидом или же особенности строения ее раковины отражают лишь адаптивные модификации фенотипа в ответ на воздействие условий обитания, по-прежнему остается открытым. В настоящей работе выполнено морфологическое описание раковин *T. inflata* Белого моря. Впервые приводятся фотографии этого вида, выполненные на светооптическом и электронно-микроскопическом уровне (SEM). В дальнейшем планируются дальнейшие молекулярно-филогенетические и морфометрические исследования беломорской *T. inflata*.

Традиционно, маршевые фораминиферы, такие как *T. inflata*, считаются видами-космополитами, и особенностям их морфологических девиаций не придается особого значения. Однако, ситуация *T. inflata* из Белого моря

демонстрирует, что определение вида может быть затруднено – могут существовать экологические локальные морфы известного вида или даже подвиды, что следует иметь ввиду при проведении палеореконструкций, для которых корректная идентификация вида носит решающий характер.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-47-02009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scott D.B., Medioli F.S. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: Implications for sea-level studies // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication. 1980. V. 17. P. 1–57.
2. Scott D.B., Medioli F.S., Schafer C.T. Monitoring in coastal environments using foraminifera and thecamoebian indicators. Cambridge University Press, 2001. 177 p.
3. Montagu G. Supplement to Testacea Britannica. 1808. 183 p.
4. Williamson W.C. On recent foraminifera of Great Britain. Ray Society London. 1858. 107 p.
5. Parker W.K., Jones T.R. One the nomenclature of the foraminifera. II. On the species enumerated by Walker and Montagu // Annals and Magazine of Natural History. 1859. V. 3. P. 333–351.
6. Carpenter W. B. assisted by Parker W. K. and Jones T. R. Introduction to the Study of Foraminifera. Ray Society, London, 1862. 319 p.
7. Brady H.B. Report on the foraminifera dredged by HMS Challenger, during the years 1873–1876 // Report of Scientific Results of the Exploration Voyage of HMS Challenger, Zoology. 1884. V. 9. P. 1–814.
8. Brönnimann P., Whittaker J. A neotype for *Trochammina inflata* (Montagu) (Protozoa: Foraminiferida) with notes on the wall structure // Bulletin of British Museum of natural History (Zoology series). 1984. V. 46(4). P. 311–315.
9. Майер Е.М. Новые виды фораминифер мелководий Кандалакшского залива // Биология Белого моря, издательство МГУ. 1962. Т. 1. С. 70–87.
10. Cushman J., McCulloch. A report on some arenaceous foraminifera. Allan-Hancock Pacific Exped. 1939. V. 6. № 1.
11. Phleger F., Walton W. Ecology of marsh and bay foraminifera // Barnstable, Mass. Americ. Journ. Sci. 1950. V. 248. № 4.
12. Дідьковський В.Я. Про нового представника фауни форамініфер *Trochammina winogradovi* sp. n. у Чорному морі // Доклади Академії наук Української ССР. 1959. Т. 8. (на українском)

The cosmopolitan salt-marsh foraminifer *Trochammina inflata* (Montagu) is extensively used in both paleoenvironmental reconstructions and therefore it needs correct identification. Recent White Sea specimens of *T. inflata* inspired Mayer (1962) to propose a new subspecies “*Trochammina inflata* (Montagu) subsp. n.?”, but this work was not finalised. Our recently collected specimens of *T. inflata* from the White Sea perfectly fit

the Mayer's description. No neotype-like specimens have ever been found in the White Sea salt marshes. It is still an open question whether it is a separate subspecies or ecophenotype of *T. inflata* in the White Sea salt marshes.

Горова М.Т., Ващенко Н.Г.

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

Палинологическая характеристика неогеновых отложений возвышенности Ямато (Японское море)

Gorovaya M. T., Vashchenkova N.G.

(P'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, RAS, Vladivostok)

Palynological characteristic of the Neogene deposits of Yamato rise (the Sea of Japan)

Ключевые слова: споры и пыльца, неоген, миоцен, плиоцен, Японское море

Установлены четыре разновозрастных палинокомплекса: ПК-1 – ранний миоцен, ПК-2 – конец раннего-начало среднего миоцена, ПК-3 – средний-поздний миоцен, ПК-4 – поздний миоцен. Палинологические исследования позволяют говорить о существовании суши в районе возвышенности Ямато в течение всего миоцена. В раннем и начале среднего миоцена рельеф суши был сильно расчлененным, гористым, затем расчлененность рельефа и площадь суши уменьшились.

Возвышенность Ямато – самая крупная подводная возвышенность Японского моря, расположенная в его центральной части. По глубинному строению возвышенность сходна с континентальными структурами. На гетерогенном фундаменте залегает слоистая осадочная кайнозойская толща.

В результате палинологического изучения образцов пород, полученных драгированием крутых склонов возвышенности, выделено четыре разновозрастных палинокомплекса (ПК).

ПК-1 (ранний миоцен) характеризуется доминированием и разнообразием древесных растений. В их составе преобладают голосеменные семейства *Pinaceae*: *Picea sect. Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *Picea sp.*, *Tsuga diversifolia (Maxim) Mast.*, *T. canadensis (L.) Carr.*, *T. sieboldii Carr.*, *Tsuga sp.*, *Pinus subg. Haploxyton*, *P. subg. Diploxyton*, *Pinus sp.*, мало *Abies sp.*, ед. *Cedrus sp.*, *Podocarpus sp.*, сем. *Taxodiaceae gen. indet.* и сем. *Cupressaceae gen. indet.* В разнообразном составе покрытосеменных обилеи или многочислен *Ulmus sp.*, часто значительное содержание *Fagus sp.* Наиболее разнообразны, но малочисленны таксоны сем. *Juglandaceae* (*Carya sp.*, *Juglans sp.*, *Pterocarya sp.*, *Platycarya sp.*) и сем. *Betulaceae* (*Carpinus sp.*, *Betula sp.*, *Alnus sp.*, *Corylus sp.*). Единичны термофильные *Elaeagnus sp.* и *Liquidambar sp.* (листопадные, редко вечнозелёные или полулистопадные деревья) и *Nyssa sp.* *Trapa comitantiboreales Brutm.* Немногочисленные споровые представлены папоротниками *Polypodiaceae gen. indet.*, *Osmunda sp.*, *Dicksonia sp.* и плауном *Lycopodium sp.* В одном из образцов обнаружен ед. *Orbiculapollis* (маастрихт-палеоцен), что свидетельствует о размыве поблизости мел-палеоценовых отложений.

Состав палинофлоры предполагает умеренный и влажный климат, расчлененный рельеф суши. Присутствие водяного ореха указывает на наличие вблизи бассейна седиментации пресных водоемов. ПК-1 сопоставляется с раннемиоценовыми палинофлорами Японии и с раннемиоценовой ПФ зоны NP-1 (Aniai-type flora), установленной в отложениях, вскрытых глубоководной скважиной 797 [1]. Главными компонентами сопоставляемых палинофлор являются *Pinaceae*, *Fagus*, *Carya*, *Juglans*, *Betula*, *Alnus*, *Ulmus*, *Quercus* (листопадный). Основное отличие палинофлор состоит в том, что в раннемиоценовых ПФ Японии большую роль среди покрытосеменных имеет *Carya*, а в ПК-1 хребта Южное Ямато – *Ulmus*, только иногда *Carya* достигает значительного количества.

Аналогичный раннемиоценовый ПК установлен в отложениях плато Уллын Японского моря [2]. Сходный состав и общие доминирующие таксоны установленная нами ПФ имеет также с раннемиоценовой палинофлорой аргиллитовщй толщи материкового склона Приморья [3].

ПК-2 (конец раннего-начало среднего миоцена) характеризуется таксономическим разнообразием и доминированием покрытосеменных (66%). Высока роль термофильных теплолюбивых широколиственных: многочисленны *Fagus spp.* и *Quercus spp.* (вечнозеленые и листопадные), значительно количество *Castanea sp.*, *Castanopsis sp.*, *Pasania sp.* и *Carya spp.*, малочисленны *Liquidambar sp.*, *Myrica sp.*, *Juglans sp.*, *Pterocarya sp.*, *Platycarya sp.* Им сопутствуют разнообразные умеренные и умереннотеплолюбивые таксоны: *Ulmus sp.*, сем. *Betulaceae* (*Betula sp.*, *Alnus sp.*, *Carpinus sp.*, *Corylus sp.*), *Tilia sp.*, *Oleaceae gen. indet.*, *Ilex sp.*, *Chenopodiaceae gen. indet.*, *Ericales sp.*, *Artemisia sp.*, *Nuphae sp.*. Среди голосеменных (31%) значительное участие имеют тсуги (*Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast., *T. canadensis* (L.) Carr., *T. sieboldii* (Carr.) и малочисленные *Picea spp.*, *Pinus sp.*, *Abies sp.*, сем. *Taxodiaceae gen. indet.*, *Sciadopitys sp.*, *Glyptostrobus sp.*, *Podocarpus sp.* и *Ephedra sp.* Участие споровых невелико. ПК-2 отличается от ПК-1 значительным увеличением роли термофильных покрытосеменных.

Состав ПК-2 свидетельствует о распространении вблизи бассейна седиментации хвойно-широколиственных полидоминантных. Основные лесообразующие породы (*Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Carya*, *Juglans*) произрастают в настоящее время в условиях теплого и влажного климата. Экологические особенности таксонов свидетельствуют о том, что бассейн седиментации был окружен гористой местностью, а захоронение пыльцы происходило вблизи мест произрастания таксонов.

Палинофлора ПК-2 хорошо сопоставляется с палинофлорой палинозоны NP-2, отражающей климатический оптимум конца раннего-начала среднего миоцена (Daijma type flora), установленной в миоценовых отложениях Японии [4], а также в глубоководных скважинах 794, 797 [1].

ПК-3 (средний-поздний миоцен) характеризуется разнообразием и доминированием широколиственных древесных форм (76.4%), среди которых наиболее многочисленны *Ulmus sp.*, *Fagus sp.* и *Carya sp.*; значительное количество *Quercus sp.* (листопадный), *Carpinus sp.*, *Betula sp.*; малочисленны *Juglans sp.*, *Liquidambar sp.* и *Alnus sp.*; единичны *Quercus* (вечнозеленый), *Tilia sp.*, *Platycarya sp.*, *Corylus sp.*. Голосеменные входят в группу сопутствующих и представлены преимущественно сосновыми (*Pinus sp.*, *Picea sp.*, *Tsuga sp.*, *Abies sp.*).

Климат был умеренным, умеренно теплым, характерным для второго потепления климата на рубеже среднего и позднего миоцена. Разнообразие таксономического состава, хорошая сохранность пыльцы свидетельствуют о захоронении пыльцы вблизи мест произрастания растений.

ПК-3 сходен с ПФ подзоны *Carya* (зона *Carya-Liquidambar*) полуострова Ога Японии (конец среднего-начало позднего миоцена) [5] и с позднемиоценовой ПФ (Mitoku – type flora) из отложений, вскрытых колонкой RC-12-394 на возвышенности Ямато [6].

В ПК-4 (конец позднего миоцена) доминируют голосеменные с преобладанием сем. *Taxodiaceae* (*Taxodium sp.* доминирует, *Sciadopitys sp.* и *Glyptostrobus sp.*), при многочисленности сосновых (*Pinus sp.*, *Tsuga sp.*, *Abies sp.*, *Picea spp.*, *Ephedra sp.*). Покрытосеменные входят в группу сопутствующих (*Alnus sp.*, *Betula sp.*, *Quercus* (листопадные), *Ulmus sp.*, *Corylus sp.*, *Carpinus sp.*, *Juglans sp.*, *Tilia sp.*, *Elaeagnus sp.*). Единично представлены травянистые: *Chenopodiaceae gen. indet.*, *Cyperaceae gen. indet.*, *Artemisia sp.* Споры немногочисленны и малопредставительны.

В районе седиментации была склоновая и долинная растительность. Преобладание *Taxodium* и присутствие *Glyptostrobus* свидетельствуют о влажных условиях, наличии заболоченных побережий и захоронении пыльцы в месте обитания растений. Рельеф суши, вероятно, был менее расчлененным, климат был умеренный и влажный.

Сходный позднемиоценовый комплекс с доминированием сем. *Taxodiaceae* и *Pinaceae* установлен в отложениях хребта Окусири [7, 8], а также в отложениях, вскрытых глубоководной скважиной 796 (палинозона NP-3). В позднемиоценовых японских палинофлорах (Mitoku type flora, палинофлора зоны NP-3) наряду с обилием таксодиевых и сосновых отмечается разнообразие и многочисленность буковых (*Fagus*, *Quercus*-листопадный, *Castanea*) и ореховых, т.е. эти палеофлоры более теплолюбивы [1, 5, 9].

В отложениях подводной возвышенности Ямато установлены четыре разновозрастных флористических комплекса: ПК-1 – ранний миоцен, ПК-2 – конец раннего-начало среднего миоцена, ПК-3 – средний-поздний миоцен, ПК-4 – поздний миоцен. В целом последовательная смена палинокомплексов отражает тенденцию похолодания климата в кайнозое с несколькими небольшими периодами относительного потепления.

Палинологические исследования позволяют говорить о существовании суши в районе современной возвышенности Ямато в течение всего миоцена. В раннем и начале среднего миоцена рельеф суши был сильно расчлененным, гористым. В позднем миоцене расчлененность рельефа уменьшилась, вероятно, площадь суши уменьшилась. Об этом говорит большое количество пыльцы (ильм, бук, каштан, береза, тсуга), которая плохо разносится, а также пыльцы *Taxodium*, *Glyptostrobus*, характерных для заболоченных побережий. Вероятно, лишь в плиоцене возвышенность полностью ушла под воду. Близость изученных миоценовых палинокомплексов хребта Южное Ямато к одновозрастным палинокомплексам Японии говорит в пользу того, что возвышенность в это время была уже достаточно удалена от азиатского материка, а котловина Ямато возможно была еще не достаточно широка.

Работа проводилась при финансовой поддержке программы “Дальний Восток” (проекты №№ 15-I-1-003, 15-I-1-004о) и частично по теме 7 программы ФНИ ГОИ ДВО РАН (№ 0271-2016-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yamanoi T. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standart Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt.1. P. 471–491.
2. Цой И.Б. и др. Возраст и условия формирования пород осадочного чехла плато Уллын Японского моря по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 85–108.
3. Ващенко Н.Г. и др. О составе и возрасте аргиллитовой толщи (осадочный чехол материкового склона Японского моря) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 288. № 3. С. 53–64.
4. Wang W.-M., Yamanoi T. New Data on Miocene Pollen Flores of the Oga Peninsula, Northeast Honshu Japan, with Comparison to those of Northeast China // Jpn. J. Palynol. 1996. N 42 (1). P. 1–13.
5. Takahashi K. Neogene pollen assemblages and zonation of Japan // Bull. Fac. Lib. Arts, Nagasaki Univ. Nat. Sci. 1984. V. 24. N 2. P. 39–72 (in Japanese with English abstract).
6. Burckle L.H., Akiba F. Implications of late Neogene freshwater sediment in the Sea of Japan // Geology. 1978. № 6. P. 123–127.
7. Geological investigation of the Okhotsk and Japan seas off Hokaido. June-July 1977 (GH 77-3 Cruise) // Geol. Surv. Japan. Cruise Repts. 1978. № 11. 72 p.
8. Ващенко Н.Г. и др. Осадочный чехол и позднекайнозойская история развития хребта Окусири (Японское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т.19. № 6. С. 89–104.
9. Yamanoi T. Neogene pollen stratigraphy of the Oga Peninsula, Northeast Honshu, Japan // Jour. Geol. Soc. Japan. 1978. № 84. P. 69–84 (in Japanese with English abstract).

Four pollen assemblages (PA) were distinguished: PA-1 is of early Miocene age, PA-2 – late early-early middle Miocene, PA-3 – middle to late Miocene, PA-4 – late Miocene. Palynological studies allow to assume the existence of the land in the Yamato Rise during the Miocene. In the early and early middle Miocene the land was dissected, then the land area decreased.

Готтих Р.П.¹, Писоцкий Б.И.², Наумко И.М.³

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, e-mail: rimgot@list.ru; ² Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, e-mail: pisotskiy@list.ru; ³ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, e-mail: naumko@ukr.net)

Геохимические особенности отдельных слоев в верхнедевонских отложениях Волго-Урала (на примере геологического разреза Южно-Татарского свода)

Gottikh R.P.¹, Pisotskiy B.I.², Naumko I.M.³

(Russian Scientific-Research Geological Oil Institute, Moscow; ²Institute of Oil and Gas Problems of RAS, Moscow; ³ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Lvov)

Geochemical peculiarities of separate strata in Upper Devonian deposits of the Volgo-Ural (based on the example of geological section of Southern-Tatarian vault)

Ключевые слова: кремнисто-углеродистые известняки, микроэлементы, флюиды, изотопные отношения

На основе геохимических исследований показано, что в формировании отдельных слоев в карбонатных отложениях верхнего девона Волго-Урала участвовали эндогенные флюиды – продукты декомпрессии магм основного состава. Проявление базитового магматизма и вулканизма девонского времени в регионе обусловлено расположением Балтии над африканским горячим полом, что и послужило основой развития в пределах платформы внутриплитного магматизма.

В глобальной системе срединно-океанических хребтов давно обнаружены и изучаются функционирующие гидротермальные поля, с которыми связаны колчеданные сульфидные месторождения и рудопроявления. Поля развиваются на основе ультраосновных и основных пород дна океанов и представляют собой неактивные и активные группы труб, из которых изливаются или просачиваются теплые растворы. Образование гидротермальных флюидов связывают с взаимодействием морской воды с вмещающими породами с последующим увеличением температуры и концентрации солей. Разгрузка флюидов на дно океанов сопровождается фазовой сепарацией на газовую фазу и рассол, при взаимодействии которого с морской водой происходит отложение рудного материала с формированием вулканогенно-осадочных залежей колчеданных месторождений.

Обычно колчеданные месторождения возникают на поздней стадии вулканических циклов, после смены излияния основной магмы, сопровождающейся бурным выделением вулканических газов и жидких растворов. Такие растворы выносят большое количество металлов

преимущественно халькофильной и сидерофильной групп, которые соединяются с сернистыми возгонами и отлагаются в виде сульфидов. В рудах присутствуют сернистые соединения Cu, Zn, Se, Te, Bi, As, Cd, Co, Re и др. То есть, геохимический профиль месторождений и рудопроявлений определяется химизмом как самих магм, так и океанической коры.

Иная ситуация может возникать при разгрузке гидротермальных флюидов в бассейны седиментации, формирующиеся на континентальной зрелой консолидированной коре. В пределах геологического разреза Волго-Урала, представленного отложениями девона, карбона и перми в верхнедевонских карбонатных комплексах по высоким значениям радиоактивности выделяется семилукско-бурегский горизонт. Горизонт (до 20–25 м) сложен серыми и бежевыми известняками, на фоне которых отмечаются 2–3 слоя мощностью до 20–30 см черного цвета, представленные углеродисто-кремнисто-карбонатными разностями пород. Цвет обусловлен как высокими (до 20%) содержаниями органического вещества (коккоидные и нитчатые бактериальные маты), так и многочисленными мелкими глобулами пирита. Содержание кремнезема в слоях может достигать 70–80%.

Определения микроэлементного состава образцов, отобранных из черных прослоев, показали, что наряду с ураном, рассматриваемые отложения значительно обогащены по отношению к верхней земной коре широким спектром других микроэлементов V, Ni, Co, Cu, Zn, As, Se, Y, Mo, Ag, Cd, Re. Обогащение ими особенно ярко проявлено в бактериальных матах (рис.).

В целом отмечается общая тенденция увеличения концентрации малых элементов в прослоях по мере накопления в них урана, что свидетельствует о корреляции между микроэлементами и едином источнике их поступления в бассейн седиментации.

Несмотря на то, что содержание редкоземельных элементов в известняках остается ниже кларка для верхней коры, относительное накопление их и в карбонатном материале вытекает из величины отношения суммы лантанидов к торнию, который может быть принят в качестве меры «терригенности» пород. В случае «чистых» известняков ($Th < 1.0$ г/т) это отношение составляет ~15. По мере накопления в породах ОВ это отношение увеличивается и достигает ~50 в углеродисто-карбонатных породах с содержанием $C_{орг} > 7\%$, что указывает с одной стороны, на повышенное содержание лантанидов в морской воде, а с другой, на контролируемую роль органического материала в их накоплении [2].

Если в терригенных породах редкоземельные элементы являются индикаторами состава областей сноса, то в карбонатных они характеризуют, главным образом, условия осадконакопления. Спектры распределения REE в карбонатных породах горизонта близки между собой и представлены полого наклонными кривыми с небольшим обогащением легких лантанидов

(LREE) к тяжелым (HREE) – $LREE/HREE=1-2$ и характеризуются ярко выраженной отрицательной аномалией по европию. Спектры РЗЭ в битумоидах из ОБ и в керогене изучаемых прослоев более дифференцированы: $LREE/HREE=2.8-13.3$ и 2–6 соответственно. Но в отдельных пробах битумоидов и керогене отношение легких лантанидов к тяжелым составило от 1.8 до 0.06, что свидетельствует о том, что доля HREE в общем балансе REE в некоторых пробах органического вещества выше, чем в породах. В этих же образцах отмечается, по сравнению с породами и другими пробами ОБ, понижение цериевой аномалии и увеличение европиевой.

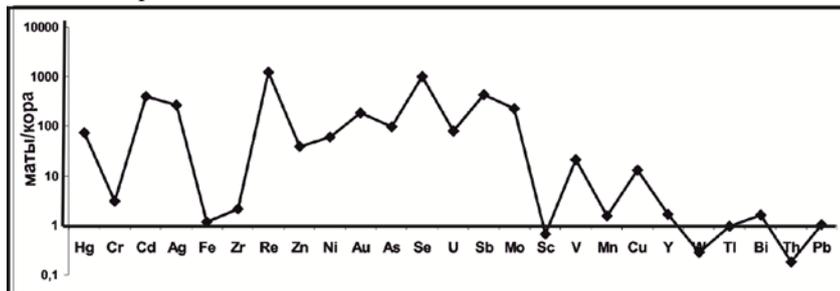


Рисунок. Содержание микроэлементов в бактериальных матах отдельных слоев в породах семилукско-бурегского горизонта по отношению к кларку верхней коры [1] (данные ICP-MS и INAA)

Полученные данные позволяют говорить о наличии различных источников РЗЭ, как в отдельных пробах углеродсодержащих кремнисто-карбонатных пород, так и в некоторых пробах органического вещества из них. Такими источниками могли быть кислые кристаллические породы фундамента, подвергшиеся воздействию эндогенных флюидных систем, выщелачивающих из гранитоидов как лантаниды, так и уран. Кроме того, источниками РЗЭ служили и сами флюиды - продукты дегазации магм основного состава. В этом случае происходит частичное отделение европия от соседних лантанидов, а восстановительная среда осадконакопления препятствует переходу церия в четырехвалентное состояние. Спектр лантанидов в таких флюидных системах характеризуется существенным преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими.

Дополнительным аргументом в пользу участия эндогенных флюидов в формировании отдельных прослоев в семилукско-бурегских отложениях региона служат изотопные данные. Изотопный состав стронция морских вод фанерозоя хорошо изучен, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ служит надежным критерием выявления проявлений эндогенной активности в регионах, во время которой данное отношение снижается по отношению к фону. В известняках, залегающих выше семилукско-бурегского горизонта, это

отношение в пересчете на время осадконакопления составило 0.70827, что близко к составу вод данного времени (0.7082–0.7083). Органическое вещество пород должно наследовать изотопные метки среды осадконакопления, что и отмечается на примере одного экстракта из карбонатов Бухарской площади. Пониженные же начальные отношения стронция в битумоиде из пород Миннибаевской площади (0.70794) определяются уже участием эндогенных флюидов в формировании прослоев подобного типа.

Более определенно источник вещества в рассматриваемых объектах можно диагностировать в рамках Sm-Nd изотопной системы. Так, параметр эпсилон неодима в глинистом известняке и в битумоиде из ОВ последнего практически одинаков, характеризует нормальный режим седиментации и источник сноса терригенного материала ($\epsilon_{NdT} = -3.9 \pm -4.2$). В битумоиде же, выделенного из ОВ максимально металлоносной окремненной породы указанный параметр отвечает веществу деплетированного мантийного источника ($\epsilon_{NdT} = 8.2$). Модельный возраст источника лантанидов для этой пробы (время отделения редкоземельных элементов от мантии) составил 400 млн. лет.

Таким образом, приведенные материалы по металлоносности отдельных прослоев в семилуко-бурегских отложениях показали, во-первых, хорошую корреляцию между малыми элементами, отражающими базитовый геохимический профиль, с одной стороны, и некоторыми высокозарядными, в частности ураном, элементами – с другой. Во-вторых, изотопные отношения для некоторых проб однозначно свидетельствуют об участии эндогенных компонентов в формировании геохимического облика отдельных прослоев в карбонатном горизонте.

Содержание базальтоидных элементов в битумоидах из ОВ по сравнению с керогеном уменьшается, но остается на достаточно высоком уровне. Так, содержание палладия в битумоидах составляет 16 ppb (в керогене – 680 ppb), Pt – 2.5 (12.2), As – 1800 (27430), Cd – 14480 (186), Hg – 3470 (50580), Ag – 950 (340) ppb и т.п., соответственно. Обращает на себя внимание такой рассеянный элемент как рений. При кларке для верхней коры 0.5 ppb, в битумоиде из ОВ уровень концентрирования металла достигает 250 ppb, а в нефти региона – 70–150 ppb. Волго-Уральская нефтяная провинция в этом отношении является единственно рениеносной среди всех провинций бывшего СССР. В нефти также фиксируются до 1000 ppb теллура, до 9000 ppb ртути, 1100–6500 ppb мышьяка. То есть, весь геологический разрез, в частности, Южно-Татарского свода, «загрязнен» продуктами эволюции и декомпрессии очагов основной магмы.

И на самом деле, в низах геологического разреза Южно-Татарского свода и его склонов (комплексы среднего девона), а также в породах кристаллического фундамента неоднократно отмечались дайки долеритов и диабазов, тела базальтов. Проявление толеитового базитового магматизма и

вулканизма девонского времени в рассматриваемом регионе не случайно. Многочисленные палеомагнитные реконструкции показывают, что на рубеже силура и девона (около 400 млн. лет назад) в результате коллизионного события со стороны Северо-Американской плиты в пределах Восточно-Европейского сегмента в среднем-позднем девоне произошла регенерация заложенных древних разломных зон, как палеопротерозойского, так и рифейского возрастов. Нахождение же в это время Балтии над африканским горячем полем послужило основой развития в пределах платформы внутриплитного магматизма.

Эндогенный процесс дефлюидизации глубинных очагов мог проходить по разным сценариям. С одной стороны, обогащенные сидерофильными и халькофильными элементами флюиды, недосыщенные по Si, Al, K и Na, фильтруясь через консолидированную кору, обогащаются указанными элементами за счет разложения кварца и алюмосиликатов кристаллического основания и приносят данные элементы в водную среду осадочных бассейнов [3]. Часть элементов, в силу низкой растворимости, отлагается на дне бассейна (Al_2O_3 , SiO_2), часть остается в растворенном виде (Na, K), а часть образует элементоорганические комплексы среди бактериальных матов, интенсивно развивающихся в зонах поступления растворов. С другой стороны, углекислотно-водные флюиды могут выщелачивать из фундамента, как редкоземельные элементы со своеобразными хондрит нормализованными спектрами (из ортопород), так и уран из гранитоидов.

Таким образом, геохимическая специализация осадочных отложений на дне океанов и морей во многом близка, а различия определяются типом земной коры, в пределах которой имеют место разгрузки гидротермальных флюидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тэйлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
2. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных территорий // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 4.
3. Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 2.

It has been shown on the basis of geochemical investigations that endogenous fluids as products of the decompression of magmas of the basis composition participated in the formation of separate strata in carbonate deposits of Upper Devonian of the Volgo-Ural. Manifestation of basis magmatism and volcanism of the Devonian age in the region was caused by the location of the Baltic over African hot field, which served as the basis of the development of insideplate magmatism within the limits of the platform.

Деркачев А.Н.¹, Уткин И.В.¹, Николаева Н.А.¹, Горбаренко С.А.¹, Малахова Г.И.², Портнягин М.В.^{3,4}, Сахно В.Г.⁵, Ши Хуефа⁶, Лю Хуа Хуа⁶

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, e-mail: derkachev@poi.dvo.ru; ²Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного отделения РАН, Магадан; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; ⁴GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ⁵Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, Владивосток; ⁶First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao, China)

Прослой тефры эксплозивных извержений вулкана Байтоушань (Пектусан) в четвертичных отложениях Японского моря

Derkachev A.N.¹, Utkin I.V.¹, Nikolaeva N.A.¹, Gorbarenko S.A.¹, Malakhova G.I.², Portnyagin M.V.^{3,4}, Sakhno V.G.⁵, Shi Xuefa⁶, Lv Huahua⁶

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²North-East Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS, Magadan; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ⁴GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ⁵Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok; ⁶First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao, China)

The tephra layers of the explosive eruptions of the Baitoushan (Paektusan) volcano in the Quaternary deposits of the Sea of Japan

Ключевые слова: вулкан Пектусан, эксплозивные извержения, минералогия и геохимия пепловых прослоев, тефростратиграфия

Приведены результаты комплексных исследований химического состава вулканических стекол и минералов в 6 прослоях тефры, обнаруженных в отложениях северо-западной части Японского моря, принадлежащих к эксплозивным извержениям вулкана Байтоушань. Впервые в пирокластике извержений вулкана Байтоушань выявлен специфический минерал–энigmatит, показаны особенности его химического состава. Идентичность химического состава вулканических стекол, минеральных ассоциаций в разновозрастных прослоях тефры свидетельствует о близких процессах магмогенерации вулкана Байтоушань в течение длительного периода времени.

Сильные эксплозивные извержения вулканов относятся к наиболее опасным природным явлениям, которые оказывали и могут оказывать в будущем ощутимое влияние на окружающую среду и жизнедеятельность человека. Пепловые прослой (прослой тефры) являются хорошими маркирующими реперами при стратиграфических исследованиях

отложений и датировании событий прошлого [1, 2]. Большое значение в установлении мощности извержений, времени их проявления, а также реконструкции зоны влияния приобретают исследования прослоев пепла именно в морских отложениях, являющихся прекрасной летописью прошедших геологических событий вследствие их непрерывности и широких возможностей датирования.

Были выполнены исследования по выявлению истории эксплозивной активности вулкана Байтоушань. Основной задачей являлось обобщение всех доступных сведений по истории активности вулкана, детализация и уточнение хронологии эксплозивных извержений вулкана с привлечением данных по распространению прослоев тefры в четвертичных отложениях Японского моря.

Вулкан Байтоушань (Чанбайшань, Пектусан) расположен на границе Кореи с Китаем вблизи российского Приморского края. Это крупный стратовулкан на базальтовом плато, вершинная часть которого осложнена кальдерой, заполненной оз. Тяньчи. Конус вулкана сложен лаво-пирокластическими породами трахит-комендит-риолитового состава, прорванных интрузиями и дайками щелочных базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Вулкан характеризуется длительной историей развития с несколькими этапами магматической (в том числе, эксплозивной) активности на протяжении более 1 млн. лет [3–6]. Он принадлежит к категории активных – для него характерна повышенная эксплозивность в историческое время.

В основу работы положены результаты комплексного исследования донных осадков Японского моря в международном российско-китайском рейсе НИС «Академик Лаврентьев» (рейс № 53, 2010 г.). Пепловые прослои были изучены в 7 колонках, взятых на возвышенности Первенца и северном склоне возвышенности Ямато. Было проведено изучение морфологии пепловых частиц и их химического состава; также были изучены ассоциации тяжелых минералов и их химический состав. Для оценки возраста эксплозивных извержений и корреляции изученных колонок были выполнены стратиграфические исследования комплексом методов в соответствии с современной практикой корреляции глубоководных отложений Японского моря [7, 8 и др.].

В изученных колонках было обнаружено 8 пепловых прослоев, комплексное исследование которых позволило идентифицировать их с пеплом разновозрастных эксплозивных извержений вулкана Байтоушань. Это пепловые прослои B-Tm (Baegdusan-Tomakomai), B-V (Baegdusan-Vladivostok), B-J (Baegdusan-Japan Basin), B-Sado (Baegdusan-Sado) и B-Og (Baegdusan-Oga), а также неизвестный ранее и выделенный впервые прослой B-Un1. На основе предложенных авторами возрастных моделей возраст пепловых прослоев B-V, B-Un1, B-J, B-Sado оценивается в 28.2–28.7, 38.3, 51.8, 66.6–71.8 cal. Ka соответственно.

Появление пеплового прослоя В-Un1 в отложениях возвышенности Ямато, впервые выделенного нами в колонке осадков Lv53-23, скорее всего, связано с эпизодом эксплозивной активности вулкана около 40 cal. Ка [5]. Хорошим стратиграфическим репером здесь служит АМС датировка абсолютного возраста по ^{14}C (38.1 cal. Ка) из горизонта, непосредственно залегающего выше данного прослоя [7]. Принадлежность его к эксплозивным извержениям вулкана

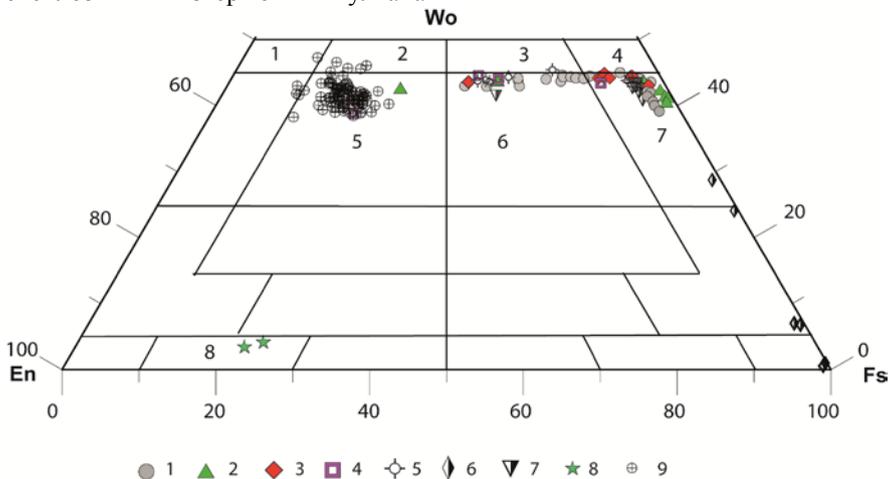


Рисунок. En-Wo-Fs диаграмма для пироксенов из прослоев тефры разновозрастных эксплозивных извержений вулкана Байтоушань. 1-5 – клинопироксены из прослоев тефры: 1 – В-Tm, 1 – В-V, 3 – В-J, 4 – В-Og, 5 – В-Sado; 6 – щелочные пироксены (эгирин, эгирин-авгит); 7 – клинопироксены из вулканитов вулкана Байтоушань [9]; 8 – ортопироксены; 9 – клинопироксены из прослоев тефры Охотского моря [10]. Поля минералов по [11]: 1 – диопсид, 2 – салит, 3 – ферросалит, 4 – геденбергит, 5 – авгит, 6 – ферроавгит, 7 – феррогеденбергит, 8 – бронзит.

Байтоушань не вызывает никакого сомнения, так как химический состав стекол и минеральные особенности включений полностью соответствуют продуктам извержения этого вулкана.

Изучение химического состава пепловых прослоев показало, что для большинства эксплозивных извержений вулкана свойственно два типа магмы: более кремнеземистый и менее кремнеземистый, с условной границей около 70 % SiO_2 . При этом, с главными кальдерообразующими извержениями связано формирование большого количества вулканических стекол с повышенной кремнекислотностью, а низкокремнеземистая компонента соответствует последней, затухающей стадии образования кальдер. Полученные данные свидетельствуют, что подобная тенденция

имела место для эксплозий моложе 70 cal. Ka.

В изученных пепловых прослоях были обнаружены специфические разновидности минералов, которые присутствуют в породах со щелочной специализацией (рис.). Это железистые авгиты-геденбергиты, эгирина-авгиты, эгирины, арфведсониты, фаялиты. Впервые в пирокластике извержений вулкана Байтоушань выявлен специфический минерал энигматит, показаны особенности его химического состава. Установленная идентичность химического состава вулканических стекол и минеральных ассоциаций в разновозрастных пепловых прослоях свидетельствует о близких процессах магмогенерации вулкана Байтоушань в течение длительного периода времени. По всем этим признакам продукты эксплозивных извержений вулкана существенно отличаются от типичных островодужных обстановок, но хорошо согласуются с составом стекол и минералов из вулканитов, формирующихся в континентальных рифтогенных обстановках.

Выявленные особенности минерального состава, в дополнение к химическому составу вулканических стекол, являются важным диагностическим признаком при идентификации продуктов извержения вулкана Байтоушань. Полученные новые данные по особенностям минеральных ассоциаций и их химического состава могут служить в дальнейшем основой для более глубокого изучения вопросов магматической эволюции вулкана, установления очагов магм и физико-химических параметров магмогенерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта KALMAR, РФФИ (гранты № 11-05-00506а, 13-05-00296а), РНФ ((#16-07-10035) и Национального научного фонда Китая (гранты 41420104005, 40710069004, 40431002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hamann Y., Ehrmann W., Schmiedl G., Krüger S., Stuu J.-B., Kuhnt T. // Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modeling of the terrigenous fraction in marine sediments. *Marine Geology*, 2008. V. 248. N. 1–2. P. 97–114.
2. Lowe D.J. Tephrochronology and its application: a review. // *Quaternary Geochronology*, 2011. V. 6. P. 107–153.
3. Guo Z., Lin Y., Sui S. et al. The mass estimation of volatile emission during 1199–1200 AD eruption of Baitoushan Volcano and its significance. // *Science in China (Series D)*, 2002. V. 45. N. 6. P. 530–539.
4. Horn S., Schmincke H.U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD // *Bulletin of Volcanology*, 2000. V. 61. N. 8. P. 537–555.
5. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен–голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 130

c.

6. Wei H., Gill J. Eruptive history of Tianchi Volcano, Changbaishan, Northeast China: Process and Hazards // Lavcei, Scientific Assembly "Forecasting Volcanic Activity – Reading and translating the messages of nature for society". Kagoshima, Japan. p. 802.
7. Gorbarenko S.A., Shi X., Rybiakova Yu.V. et al. Fine structure of dark layers in the central Japan Sea and their relationship with the abrupt climate and sea level changes over the last 75 ka inferred from lithophysical, geochemical and pollen results // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. V. 114. P. 476–487.
8. Tada R., Irino T., Koizumi I. Land–ocean linkage in orbital and millennial timescales recorded in Late Quaternary sediments of the Japan Sea // *Paleoceanography*, 1999. V. 14. P. 236–247.
9. Fan Q., Liu R., Wei H., Sui J., Li N. Petrogeochemical characteristics of Holocene eruption of the Tianchi Volcano, Changbai Mountains // *Geological Review*. 1999. V. 45. N. 8. P. 263–271.
10. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Portnyagin M.V. Mineral Composition of Tephra Layers in the Quaternary Deposits of the Sea of Okhotsk: Heavy Minerals Associations and Their Geochemistry // *Geochemistry International*. 2016. V. 54. N. 2. P. 167–196.
11. Дир У.А., Хауи Р.И., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М: Мир, 1965. 406 с.

Results of complicated investigations of chemical compositions for volcanic glasses and minerals from six tephra layers, being found out in sediments of a north-western part of the Sea of Japan and belonging to explosions of Baitoushan Volcano, are given. For the first time, in pyroclastics of Baitoushan Volcano, the specific mineral aenigmatite is revealed, and features of its chemical composition are shown. The identity of the chemical compound of volcanic glasses and mineral associations in tephra layers with different ages testifies to close processes of magma generation during the long period.

Дмитренко О.Б.

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

Неправильные дискоастеры в осадках ЮЗ Атлантики – сигнал к вымиранию в конце плиоцена

Dmitrenko O.B.

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

Irregular discoasters from the SW Atlantic bottom sediments as a signal to extinction in the Late Pliocene end

Ключевые слова: Атлантический океан, наннопланктон,

Наличие дискоастеров неправильной формы в осадках юго-западной Атлантики подтверждает изменения условий среды в позднем плиоцене.

Колонка 3316 длиной 488 см была поднята в 46 рейсе НИС «Академик Иоффе» в склоновой части дреффта Иоффе, севернее возвышенности Риу-Гранди ЮЗ Атлантики, на юге Бразильской котловины (26°49.33'с.ш., 33°57.46' з.д., глубина 3900 м). Условия жизнедеятельности наннопланктона в этом районе осложнены беспокойной обстановкой, при которой происходит постоянное движение и перемешивание разнонаправленных водных масс: поверхностных (Бразильского и Южного пассатного течений), промежуточных антарктических выше 2500 м, и глубинных (Антарктического и Североатлантического встречных) течений. Расчлененный рельеф и глубоководные течения в значительной степени определяет подводную эрозию, перерывы в осадконакоплении и растворение карбоната кальция [1, 2].

Вскрытые осадки кол. 3316, представленные наннопланктонно-фораминиферовыми илами, содержат многочисленные наннофоссилии разной сохранности – мелкие четвертичные виды с растворенными элементами центральной ареи; более крупные виды, в частности, дискоастеры имеют хорошую сохранность. В разрезе отмечено переотложение кокколитового материала по всему разрезу, связанное как с активным действием разнонаправленных течений, так и с местонахождением колонки в склоновой части дреффта, где имеют место оползневые процессы.

Наннофоссилии исследованы в 23 горизонтах. Определено более 30 видов, по которым сверху вниз выделены подразделения по зональным схемам [3–6]. В четвертичной части разреза – это зоны *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Helicospharta sellii* и *Calcidiscus macintyreii*.

Плиоцен-плейстоценовая граница проведена на уровне 147–148 см по присутствию *Gephyrocapsa oceanica* в обр. 137–138 см и *Discoaster brouweri* – в гор. 157–158 см. Граница оценивается: у С. Гартнера – 1.65 млн. лет, у Е.

Мартини и Д. Бакри – 1.8 млн. лет.

Ниже по разрезу важное место в осадках занимают дискоастеры. Сохранность их очень хорошая и, несмотря на переотложение, они позволили стратифицировать всю верхнюю часть плиоцена. Выделены зоны: *Discoaster brouweri*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster surculus* и *Discoaster tamalis*.

Наибольший интерес представляет верхняя зона плиоцена, *Discoaster brouweri*, в которой интервал осадков от 227 до 187 (~ 40 см) содержит экземпляры дискоастеров, отклонившиеся в своем облике от нормальных *Discoaster brouweri* (фототаблица). Отдельные экземпляры единично встречаются и в верхней части плиоценового разреза. Они сохраняют в основе 6-лучевое строение, однако один и тот же экземпляр может иметь недоразвитый укороченный и переросший удлинненный луч, с заостренным или тупым концом (фиг. 1-3). В отдельных случаях лучи резко преломляются, образуя «колено». «Колено» может быть коротким (фиг. 5, 6) или по-разному оттянутым (фиг. 4-11). В одном и том же экземпляре оно может отличаться по длине (фиг. 11). Лучи, как правило, тонкие, но в одном экземпляре могут встретиться как отдельные (фиг. 12), так и все полностью утолщенные лучи (фиг. 3). Расстояние между лучами может также менять форму, образуя более острые или тупые углы.

По-видимому, прижизненные условия для развития дискоастеров, отложившихся в этих слоях, существенно отличались от нормальных. Это могло быть связано с повышенной гидрологической активностью и привнесением многочисленного мелкообломочного материала, травмирующего дискоастеров в процессе их роста в поверхностной водной толще, что препятствовало их нормальному развитию и приводило к искажению их скелетов. Гидрологическая активизация происходила, с одной стороны, за счет возросшего влияния АнДВ. Эти холодные донные воды в отдельные периоды времени на уровне расположения колонки определяли размыв или неотложение осадков ряда зональных подразделений. С другой стороны, колонка расположена в склоновой части дреффта, на пути сноса и оползания поверхностного материала вниз по склону. Замутненность воды, которая при этом имела место, ограничивала поступление солнечного света, что препятствовало нормальному развитию и питанию этих организмов и явилось основной причиной образования неправильных форм. Следует отметить, что во всем комплексе *Discoaster brouweri* оказался единственным неустойчивым видом, изменившим свой нормальный облик.

Подобная картина была отмечена при изучении дискоастеров из осадков, образовавшихся в период палеоцен-эоценового термального максимума (РЕТМ). Этот период глобального повышения температур ~ 55.5 млн. лет назад сопровождался крупными изменениями в системе циркуляции океан-атмосфера и значительным увеличением массива освобожденного CO₂ в

океане. Этим вопросам было посвящено совещание в Балтиморе в 2015 г. (GSA, USA, 2015).

Во время PETM температуры поверхностных вод увеличивались на 4–5°, а значения pH снижались, что заставляло кокколитофорид мигрировать из низких широт в более высокие и холодные районы, а также из мелководных областей в глубоководные, менее насыщенные кислородом. В более глубоких водных толщах происходит замедление процессов кальцификации в результате усиления океанического окисления (диоксидная эмиссия). Недостаток кальция во время роста и формирования дискоастров сказывается на их питании и приводит к их утончению и отклонениям в строении их скелетов. Об этом свидетельствуют крупные многолучевые дискоастеры палеогена, которые при таких изменениях приобретали неправильное («уродливое», «malformation») строение. Их лучи могли быть удлиненными или укороченными, прямыми или изогнутыми, а углы межлучевых пространств – суженными или расширенными. Происходила также деформация концов лучей и даже их исчезновение при приближении к PETM. Изменения в кальцификации кокколитофорид в результате усиления окислительных процессов в океане влияли на формирование дискоастров, при этом другие роды наннопланктона показывают великолепную сохранность. По-видимому они лучше адаптированы к более низким уровням насыщения воды биогенными и микроэлементами [7–9].

Потепление на 4–6°C, наряду с изменением CCD и снижением растворенного CO₂, отмечены и при изучении среднеэоценового климатического оптимума (MECO) в разрезе скв. 1408 глубоководного бурения [10].

Таким образом, исследованные дискоастеры конца плиоцена (верхней зоны *Discoaster brouweri*) в районе расположения кол. 3316 попали в условия, непригодные для правильного формирования их скелетов. Облик вида *Discoaster brouweri* претерпевал незакономерные изменения. В одних и тех же экземплярах лучи приобретали: разную длину – от удлиненных до совсем коротких, едва заметных выростов; их концы при этом заострены, ровно обрезаны или могли иметь утолщения; разную толщину – от тонких до резко утолщенных; разную форму – от прямых до дугообразно изогнутых, а иногда резко преломленных, образующих «колена», короткое или удлиненное (фототаблица, размеры по максимальной длине).

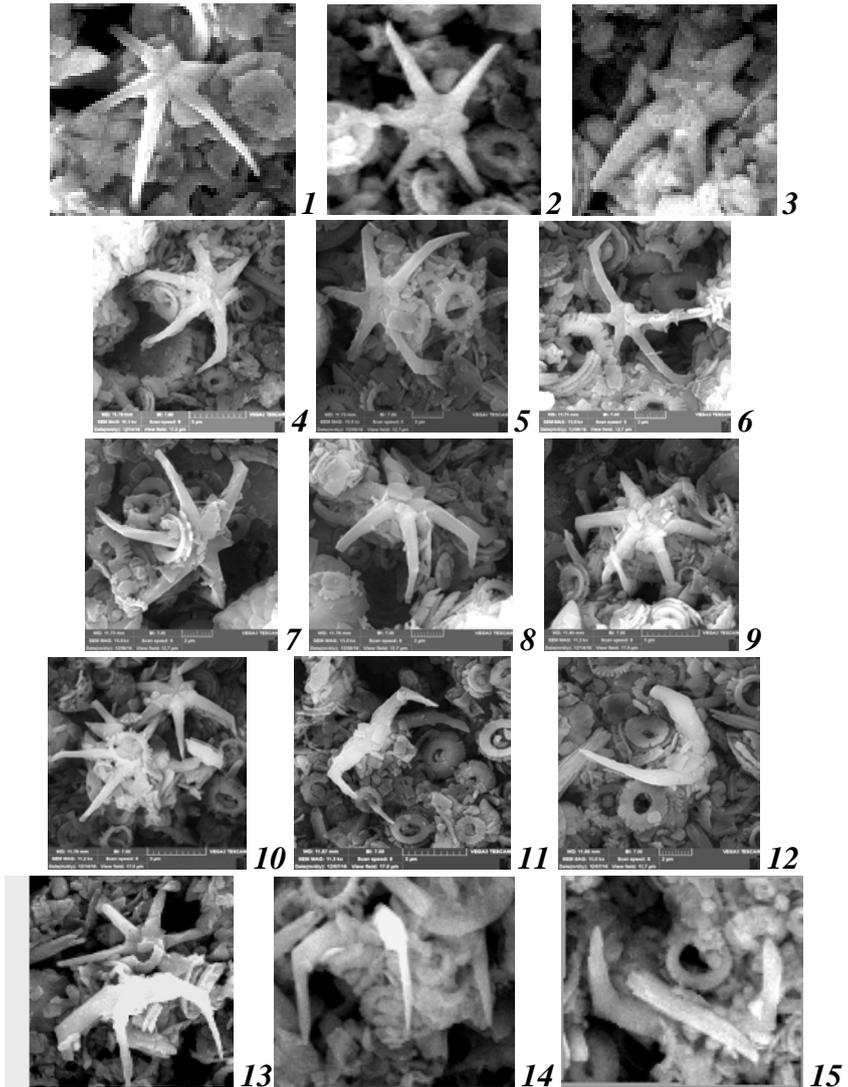
Причиной таких метаморфоз могли служить резкие изменения условий обитания дискоастров: повышенная мутность воды, определяющая недостаток солнечного света, необходимого для нормального развития этих организмов; возможные травмы в процессе их формирования из-за усиления процессов сноса осадочного материала, который на большой скорости перемещался по склону. Появление деформаций в строении скелетов дискоастров могло быть также связано с мутациями в генах клетки из-за возрастного старения рода *Discoaster* [11, 12], что было кратковременным

сигналом к их последующему вымиранию в конце плиоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Peterson L.C., Lohman G.P. Major change in Atlantic deep and bottom waters 700.000 yr ago: benthonic foraminiferal evidence from the South Atlantic // *Quat. Res.* 1982. V. 17. P. 26–38.
2. Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
3. Martini E. Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proc. II planktonic confer. Roma.* 1971. V. 2. P. 739–785.
4. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Marine Micropaleont.* 1977 V. 2. P. 1–25.
5. Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils // *Micropaleontology.* 1978. V. 24. № 1. P. 44–60.
6. Okada H. Neogene and Quaternary Calcareous Nannofossils from the Blacke Ridge, Sites 994, 995 and 997 // *Proc. ODP, Sci Results / Paull C.K., Matsumoto R., Wallace P.J., Dillon W.P. (Eds.).* 2000. V 164. P. 331–341.
7. Bralower T., Joan M., Kump L.R. Malformation in Nannoplankton species from Paleogene–Eocene Thermal maximum, a study of Expeded Records from shelf section in Maryland and New Jersey // *GSA.* 2015. Baltimore, Meriland. USA (1–4 Nov, 2015).
8. Bralower T., Self–Treil J. Nannoplankton malformation during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum and its paleoecological and paleoceanographic significance. AGU Publication. *Paleoceanography.* 2016. V. 31. 1423–1439.
9. Gibbs S., Bown P., Ridguell A. et al. Mind the gap: Targeting biomineralisation impact of climate change on Coccolithophores // *GSA.* 2015. Baltimore, Meriland. USA (1–4 Nov., 2015).
10. Newsam Ch., Bown P. Calcareous nannoplankton population dynamics and evolution at the Middle Eocene Climatic optimum in the North Atlantic (IODP Site 1408) // *GSA.* 2015. Baltimore, Meriland. USA (1–4 Nov., 2015).
11. Давиташвили Л.Ш. Причины вымирания организмов. М., Наука, 1969. 440 с.
12. Ридли М. Геном: автобиография вида в 23 главах. Москва, изд. «Э». 2016. 544 с.

The appearance of the *Discoasters* irregular forms in the SW Atlantic Ocean shows the changes of environment in the end of the Late Pliocene.



Фототаблица. Измененные и неправильные дискоастеры:

1 – гор. 287–288 см, 10.5 мкм; 2, 3 – гор. 217–218: 10 и 9.5 мкм; 4– 6 – гор. 197–198 см: 4 – 14 мкм, 5 – 11 мкм, 6 – 12.5 мкм; 7–12, 14, 15 – гор. 217–218 см: 7, 8 – 11 мкм; 9 – 14 мкм; 10 – 10 и 13 мкм; 11 – 10 мкм; 12 – 9 мкм; 13 – гор. 197–198 см, нижний экз. 13 мкм; 14 – 12 мкм; 15 – центральный обломок 7 мкм.

**Дорохова Е.В.¹, Дорохов Д.В.¹, Панкратова Е.М.^{1,2},
Кравченко А.Н.^{1,2}, Капустина М.В.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: zhdorokhova@gmail.com; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград)

Локальная депрессия в рельефе дна Борнхольмской впадины (Балтийское море): генезис и особенности осадконакопления

**Dorokhova E.V.¹, Dorokhov D.V.¹, Pankratova E.M.^{1,2},
Kravchenko A.N.^{1,2}, Kapustina M.V.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Local depression of bottom relief of the Bornholm deep (Baltic Sea): genesis and sedimentation characteristics

Ключевые слова: донные осадки, геофизические исследования, гранулометрический состав, придонные течения, Балтийское море

По новым геофизическим данным и гранулометрическому анализу осадков обсуждается генезис локальной депрессии донного рельефа Борнхольмской впадины, ее влияние на распространение затоков североморских вод и осадконакопление.

Борнхольмская впадина Балтийского моря расположена на пути прохождения нерегулярных затоков североморских вод, распространяющихся вдоль склонов в виде геострофических плотностных придонных течений и оказывающих значительное влияние на перераспределение донных осадков. Как показано [1] голоценовые осадки впадины являются мелководным аналогом океанических контуритов. Дно Борнхольмской впадины осложнено внутриплиточными деформациями, связанными с линией Тейссейра-Торнквиста [2].

В 33-м и 34-м рейсах НИС «Академик Николай Страх» в 2016 и 2017 гг. проводились детальные геолого-геофизические съемки юго-западной части впадины на глубинах 80–100 м. Исследована локальная депрессия глубиной до 22 м от поверхности дна протяженностью 2.5 км не заполненная современными голоценовыми отложениями (рис. 1). В центральной части депрессии отобрана дночерпательная проба (АНС-33059), западнее – колонка донных осадков (АНС-33060, длина 330 см). Целью данной работы является выяснение генезиса локальной депрессии и изучение особенностей осадконакопления в исследуемом районе.

Съемка рельефа дна выполнялась многолучевой акустической системой Reson SeaBat 8111 (частота 100 кГц). Акустическая структура верхней

толщи осадков исследована профилографом EdgeTech 3300-НМ (частота 2-6 кГц). В колонке АНС-33060 определено содержание органического углерода на экспресс-анализаторе углерода АН-7529М с интервалом 10 см, выполнен гранулометрический анализ терригенной части осадка с шагом 2 см на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD 2300. Предварительное стратиграфическое расчленение колонки АНС-33060 проведено на основе сопоставления данных содержания органического углерода с данными по содержанию $C_{орг}$ в хорошо датированных колонках Борнхольмской впадины [2, 3]. В качестве показателя скорости палеотечений использовался средний размер сортируемого придонными течениями мелкого алеврита (S_{55} , терригенная фракция 10–50 мкм, соответствующая фракции “sortable silt”) [4].

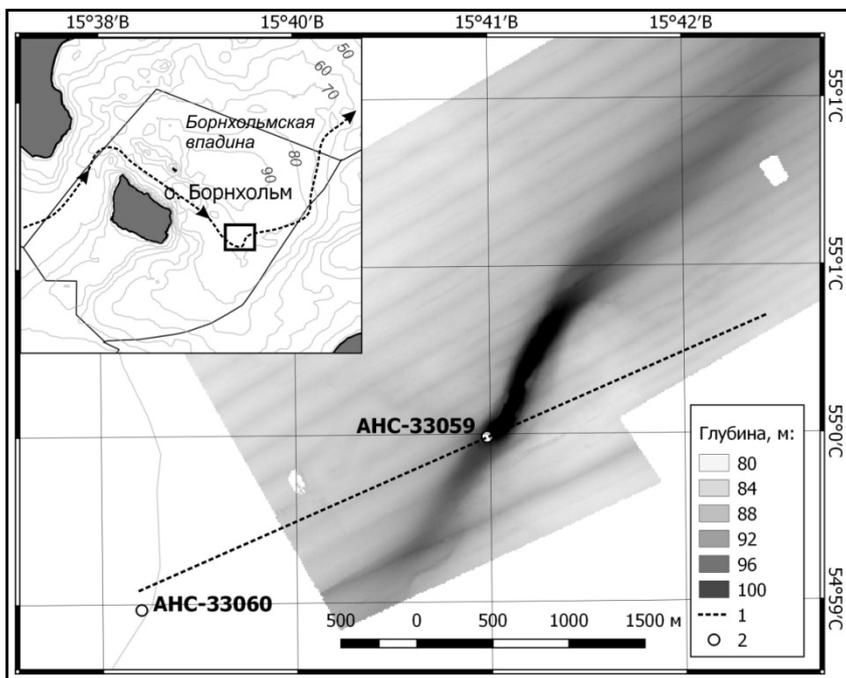


Рисунок 1. Батиметрическая схема дна в районе исследования, 1 – геоакустический профиль, 2 – точки отбора осадков.

На врезке – положение района исследования, пунктир – путь затоків североморских вод согласно [5].

Локальная депрессия в юго-западной части Борнхольмской впадины представляет собой эрозионный врез в илстых осадках, достигающий глубины 107 м, при средней глубине района исследования 85 м (рис. 1).

Депрессия вытянута в юго-западном – северо-восточном направлении и имеет ширину в верхней части до 500 м.

В результате предварительной интерпретации данных геоакустического профилирования и изучения отобранной колонки, выделено 3 лито-стратиграфических комплекса (ЛСК, рис. 2), которые согласуются с детальными сейсмо-стратиграфическими разрезами Борнхольмского бассейна [2]: ЛСК I – морена, характеризующаяся холмистым акустическим фундаментом; ЛСК II – глины Балтийского Ледникового озера (БЛО), представленные четкими субпараллельными рефлекторами, повторяющими изгибы поверхности морены; ЛСК III – акустически прозрачный комплекс со слабовыраженными горизонтальными выровненными рефлекторами, соответствующий Иольдиевым и Анциловым глинам в нижней части и Литориновым илам – в верхней.

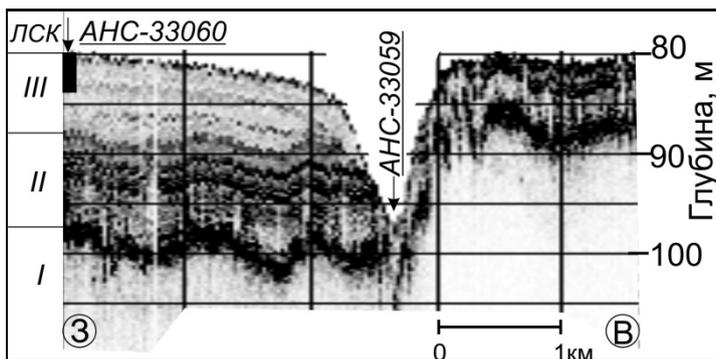


Рисунок 2. Геоакустический профиль через локальную депрессию в юго-западной части Борнхольмской впадины. Положение профиля см. на рис. 1. ЛСК – лито-стратиграфические комплексы.

Осадок, отобранный дночерпателем на дне впадины (глубина 100 м), представлен глинами Анциловой/Иольдиевой стадий Балтийского моря. Отложения Литориновой стадии Балтийского моря отсутствуют.

На основе данных детального гранулометрического анализа, отражающего вариации скоростей придонных палеотечений в контуридах [4], сделана попытка проследить изменчивость затоков североморских вод в голоцене. Колонка АНС-33060 представлена Литориновыми илами (0–285 см) и Анциловыми глинами (285–330 см). По данным гранулометрического анализа выделено два интервала укрупнения размерного состава литориновых осадков (рис. 3). Эти интервалы характеризуются сдвигом моды гранулометрического распределения в алевритовую фракцию и повышением значения SS до 30 мкм. Согласно [4] в контуридах такие интервалы характерны для периодов усиления придонных палеотечений. В

Борнхольмской впадине повышенные значения \overline{SS} соответствует увеличению частоты затоков североморских вод в Литориновую стадию Балтийского моря. Выделенные периоды интенсификации придонных течений (затоков) приходится на климатические оптимумы голоцена: 8000–4000 л.н. и 1300–700 л.н. (малый климатический оптимум). Это согласуется с данными [3], где периоды усиления затоков североморских вод в Борнхольмскую впадину в голоцене реконструированы на основе изучения бентосных фораминифер.

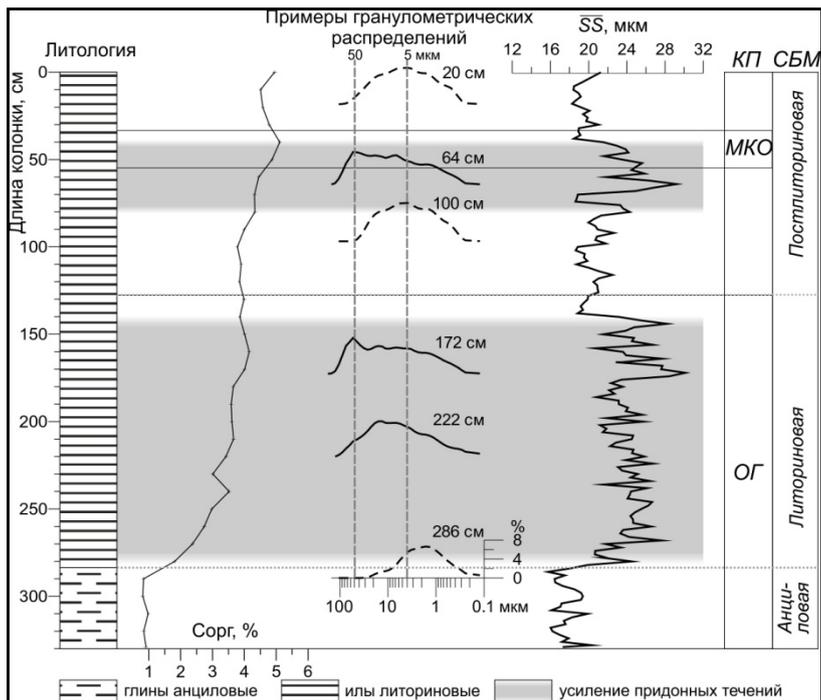


Рисунок 3. Литология, содержание органического углерода, granulometрия и предварительное стратиграфическое расчленение колонки АНС-33060. \overline{SS} – средний диаметр мелкого алеврита; КП – климатические периоды: МКО – малый климатический оптимум, ОГ – оптимум голоцена; СБМ – стадии Балтийского моря.

Нехарактерными для контуритов являются образцы, в которых мода granulометрического распределения достигает значения 50 мкм (рис. 3), поскольку скорости придонных течений не достаточно для перемещения частиц крупноалевритовой размерности. Вероятно, в этих пробах максимумы распределений обусловлены вкладом в осадкообразование

дополнительного источника терригенного вещества. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Учитывая морфологию локальной депрессии, асимметричный геоакустический профиль осадочной толщи, а также изменения гранулометрического состава осадков в колонке, выдвинуто предположение, что рассматриваемая депрессия сформирована в результате двух процессов. Асимметрия кровли моренных отложений бортов депрессии обусловлена сдвигом в ходе неотектонической реактивации локальных бассейновых разломов [2]. В Литориновую стадию затоки североморских вод в виде плотностных придонных течений препятствовали заполнению депрессии осадками. Течения распространялись вдоль склона Борнхольмской впадины и способствовали отложению контуристов к западу от депрессии.

Работа выполнена при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5–100».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sivkov V., Gorbatskiy V., Kuleshov A., Zhurov Yu. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system // *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics* / Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A. et al. (eds.). Geological Society, London, Memoirs, 2002. 22. P. 121–136.
2. Jensen J. B., Moros M., Endler R. & IODP Expedition 347 Members. The Bornholm Basin, southern Scandinavia: a complex history from Late Cretaceous structural developments to recent sedimentation // *Boreas*. 2017. V. 46. P. 3–17.
3. Binczewska A., Moros M., Polovodova Asteman I., Sławinska J., Bazk M. Changes in the inflow of saline water into the Bornholm Basin (SW Baltic Sea) during the past 7100 years – evidence from benthic foraminifera record // *Boreas*. 2017. <https://doi.org/10.1111/bor.12267>.
4. McCave I.N., Hall I.R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 10. Q10NN05, doi 10.1029/2006GC001284
5. Matthaus W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea – from the early beginning to recent results. *Marine Science Report*. Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Meereswissenschaftliche Berichte. 2006. 65. 74 p.

On the base of new geophysical data and sediment grain-size analysis genesis of the local depression of bottom relief of the Bornholm deep and its effect on propagation of the North Sea waters inflows and sedimentation is being discussed.

**Зенина М.А.¹, Иванова Е.В.¹, Мурдмаа И.О.¹, Бредли Л.Р.^{2,3},
Маррет Ф.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

maria_zenina@mail.ru; ²Университет Манчестера, Манчестер, Великобритания;

³Университет Ливерпуля, Ливерпуль, Великобритания)

**Голоценовые сообщества остракод на краю шельфа у
северо-восточного побережья Черного моря**

**Zenina M.A.¹, Ivanova E.V.¹, Murdmaa I.O.¹, Bradley L.R.^{2,3},
Marret F.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²School of Science and Environment,

Manchester Metropolitan University, Manchester, United Kingdom; ³School of
Environmental Sciences, University of Liverpool, Liverpool, United Kingdom)

**Holocene ostracod assemblages from the northeastern Black
Sea shelf edge**

Ключевые слова: палеоокеанологические реконструкции, соленость, средиземноморские мигранты, остракоды каспийского происхождения

Изменения фауны остракод северо-восточного края шельфа Черного моря во время голоцена отражают увеличение солености донной воды после открытия двухсторонней циркуляции через Босфорский пролив и тенденцию к охлаждению придонной воды от ~ 6.8 кал. лет и до формирования современных сообществ.

Остракоды чувствительны к изменениям параметров среды, поэтому их часто используют для палеоокеанологических реконструкций. Они разнообразны в пресных, солоноватоводных и морских биотопах, где формируют специфические комплексы видов. Остракоды широко используются, как организмы-индикаторы палеоусловий среды в Азово-Черноморском регионе, где в четвертичный период происходила многократная смена бассейнов с разной соленостью. В настоящее время фауна остракод Азово-Черноморского бассейна представлена двумя основными фаунистическими комплексами: средиземноморского и каспийского происхождения [1–3]. В основу различия данных групп положены особенности распространения видов, приуроченность к водам определенной солености и их таксономическая принадлежность. Остракоды каспийского происхождения представлены, по-видимому, мигрантами, которые проникли в разные периоды соединений с Каспийским морем. Эта фауна была доминирующей в конце плейстоцена и начале голоцена на дне Черного моря, когда отсутствовала его связь со Средиземным морем. В начале голоцена установилась двусторонняя циркуляция вод через пролив Босфор, и средиземноморские воды начали поступать в Черное море. С этого момента началось заселение Черного моря средиземноморскими мигрантами и постепенное вытеснение каспийской фауны в

солонатоводные и пресноводные лагуны, лиманы и эстуарии рек. Значительная часть современной фауны остракод представлена видами средиземноморского происхождения [2, 3]. Цель настоящей работы – реконструировать изменения условий среды в течение голоцена у северо-восточного побережья Черного моря на основе изучения фауны остракод.

Материалом для данной работы послужили две колонки: АК-521 (44.26° N, 38.54° E; гл. –101 м; длиной 200 см) и АК-2575 (44.22° N, 38.63° E; гл. –99 м; длиной 186 см), отобранные в экспедициях на НИС «Акванавт» в 2001 и 2007 гг. соответственно. Результаты исследований опубликованы ранее [3–5]. Последовательность, описание сообществ остракод и происходящие в них изменения представлены на рисунке.

Описание сообществ остракод		Наиболее важные изменения		
Представлено фауной средиземноморского происхождения; процентное соотношение <i>P. agilis</i> увеличивается, а <i>H. rubra</i> уменьшается; появляется <i>Bythocythere</i> sp.	IIIВ	Сообщество III	Возраст, календ. тыс. лет назад ~5.7-4.0 ~6.3	Формирование современных сообществ Смена доминантных видов
	IIIА			
Представлено фауной средиземноморского происхождения; <i>X. cornelii</i> и <i>H. rubra</i> наиболее многочисленны.	IIIА	Сообщество II	~6.8 ~7.1	Исчезновение последнего вида каспийского происхождения Начинает преобладать фауна средиземноморского происхождения
Доминирует фауна средиземноморского происхождения, представленная <i>Xestoleberis cornelii</i> Carain, 1963, <i>L. multipunctata</i> и <i>Sagmatocythere remata</i> (Schornikov, 1965); присутствует только один вид каспийского происхождения - <i>L. lepida</i> .	IIВ			
Преобладает виды каспийского происхождения <i>Loxocaspia lepida</i> (Stepanaitys, 1962) и <i>Graviacypris elongata</i> (Schweyer, 1949); виды средиземноморского происхождения немногочисленны и представлены <i>H. rubra</i> and <i>L. multipunctata</i> .	IIА	Сообщество I	~7.4 ~9.6	Регулярная встречаемость средиземноморских мигрантов Первое появление средиземноморских мигрантов
Доминирует фауна каспийского происхождения; появляются редкие створки первых средиземноморских мигрантов <i>Hiltermannicythere rubra</i> (Müller, 1894), <i>Palmocoacha agilis</i> (Ruggieri, 1967) и <i>Leptocythere multipunctata</i> (Seguenza, 1884).				

Рисунок. Схема распределения голоценовых сообществ остракод на краю шельфа у северо-восточного побережья Черного моря.

Распределение остракод в колонках Ак-521 и Ак-2575 сходно и отражает реакцию сообществ остракод на изменения окружающей среды в течение голоцена. В период ~ 11.8–7.4 календарных тысяч лет назад (кал. т.л.н.) фауна каспийского происхождения была представлена разнообразным комплексом видов. Первые средиземноморские мигранты появились на северо-восточном шельфе Черного моря еще 9.6 кал. т.л.н. В настоящее время, большинство видов каспийского происхождения обнаруженных в наших колонках обитают в Каспийском море. Фауна средиземноморского происхождения сильно обеднена по сравнению с более прибрежными районами из-за однообразия биотопа. Переходное сообщество охватывающее период 7.4–6.8 кал. т.л.н. содержит смесь видов каспийского и средиземноморского происхождения. В этот период наблюдается малая численность остракод. Фауна каспийского происхождения преобладает до ~7.1 кал. т.л.н. Позднее начинает доминировать фауна средиземноморского происхождения. Остатки видов каспийского происхождения обнаруженные в осадках моложе ~7.1 кал. т.л.н., скорее всего, переотложены из более мелководных опресненных районов. Маловероятно, что они могли обитать совместно с довольно разнообразным комплексом видов средиземноморского происхождения, населяющих условия с более высокой соленостью, чем могут выносить каспийские виды. После 6.8 кал. т.л.н. фауна остракод представлена только видами средиземноморского происхождения.

Изменения в составе фауны остракод на краю шельфа у северо-восточного побережья Черного моря обусловлены постепенным увеличением солености после установления двусторонней циркуляции вод через пролив Босфор, а также понижением температуры придонных вод от ~6.8 кал. т.л.н. и до формирования современных сообществ (~5.7–4 кал. т.л.н.). Придонная температура на краю шельфа была немного выше, чем в настоящее время, в течение периода активного заселения видами средиземноморского происхождения (~7.4 до 6.8 кал. т.л.н.).

Работа выполнена в рамках Госзадания 75.28 ИОРАН (проект № 0149-2014-0029 ИОРАН)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шорников Е.И. Подкласс остракода, или ракушковые раки – *Ostracoda Latreille, 1816* // Определитель фауны Черного и Азовского морей. Т. 2. Свободноживущие беспозвоночные. Ракообразные. Киев: Наукова думка, 1969. С. 163–260.
2. Шорников Е.И. Виды остракод новые для фауны Черного и Азовского морей // Современная микропалеонтология. Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания (12–16 сентября 2012 г., Геленджик). Москва, 2012. С. 257–260.

3. Zenina M., Ivanova E., Bradley L. et al. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf // *Quaternary Research*. 2017. V. 87(1). P. 49–65.
4. Ivanova E.V., Marret F., Zenina M.A. et al. The Holocene Black Sea reconnection to the Mediterranean Sea: New insights from the northeastern Caucasian shelf // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 427. P. 41–61.
5. Zenina M.A., Schornikov E.I., Ivanova E.V., Bradley L.R., Marret F. The Holocene ostracods from the northeastern Black Sea shelf as indicators of environmental changes // *Il Naturalista siciliano*. V. 37(1). P. 461–463.

Changes in the ostracod fauna of the northeastern Black Sea shelf edge during the Holocene reflect the increase in bottom-water salinity after opening of the two-way circulation through the Bosphorus Strait and a bottom-water cooling trend starting from ~6.8 cal ka BP to recent conditions.

**Иванова Е.В.¹, Овсепян Е.А.¹, Романова А.В.², Видаль Л.³,
Бофор Л.³, де Гаридель-Торон Т.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru; ²Дальневосточный геологический институт ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; ³Университет Экс-Марсель, Национальный научный центр, Европейский центр исследований по Геонаукам, Экс-ан-Прованс, Франция)

**Влияние орбитальных параметров на изменения
палеопродуктивности в тропической области Тихого
океана за последние 250 тыс. лет**

**Ivanova E.V.¹, Ovsepyan E.A.¹, Romanova A.V.¹, Vidal L.³,
Beaufort L.³, Garidel-Thoron T.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Far East Geological Institute Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok; ³Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE Aix-en-Provence, France)

**Impact of orbital parameters on paleoproductivity changes in
the tropical Pacific over the last 250 ka**

Ключевые слова: биопродуктивность, прецессия, планктонные и бентосные фораминиферы, тропическая область Тихого океана

Относительные вариации биопродуктивности поверхностных вод реконструированы для сверхдлинных колонок из восточной и западной частей тропической области Тихого океана. Установлена контролирующая роль циклов прецессии Земной оси в этих вариациях.

Относительные вариации биопродуктивности поверхностных вод реконструированы по комплексам фораминифер из сверхдлинных колонок, полученных в восточной и западной частях тропической области Тихого океана. Колонка MD05-2920 (02°52' ю.ш., 144°32' в.д., глубина 1843 м, длина 36 м) отобрана в западной части тропической области Тихого океана, к северу от Новой Гвинеи, во время международной экспедиции IMAGES XIII PECTEN в 2005 г. на НИС Marion Dufresne. Колонка MD02-2529 (08°12.33' с.ш., 84°07.32' в.д., глубина 1619 м, длина 36 м) получена в восточной части тропической области, на хребте Кокос, в экспедиции IMAGES VIII MONA в 2002 г. на том же судне. Современные гидрологические условия в двух районах значительно отличаются: в западной части тропической области нижняя граница перемешанного слоя значительно глубже, чем в восточной. Соответственно, в современных комплексах планктонных фораминифер из западной части океана выше суммарное относительное содержание глубоководных видов. Комплексы бентосных фораминифер изучены только в колонке MD02-2529 с таким же разрешением (от 250–500 лет в пределах терминаций и 500–1000 лет в интервалах оледенений), как и комплексы планктонных фораминифер в

двух колонках. Стратиграфические шкалы опубликованы ранее [1–2].

Для обеих колонок характерно увеличение суммарного содержания олиготрофных видов планктонных фораминифер в межледниковые стадии и видов-индикаторов повышенной биопродуктивности [3] во время ледниковых терминаций. Статистический анализ относительного содержания видов позволил выделить группы (или факторы), отражающие циклические колебания первичной продукции за последние 250 тыс. лет.

Проведенный факторный анализ матрицы процентного содержания бентосных фораминифер показал, что повторяющаяся смена доминирующих комплексов связана с интенсивностью сезонного контраста в поступлении органического вещества на дно в восточной тропической области Тихого океана.

Спектральный анализ выявил контролирующую роль циклов прецессии Земной оси в вариациях биопродуктивности для обеих колонок и потока органического вещества на дно для колонки MD02-2529. Для колонки MD02-2529 этот вывод ранее подтвержден расчетами палеопродуктивности по кокколитофоридам для последних 140 тыс. лет [3]. Увеличение продуктивности связано с осенним и весенним максимумами инсоляции, вызывавшими активизацию циркуляции в районе Костариканского купола и подъем биогенных элементов в фотический слой [3]. Доминирование циклов прецессии в вариациях палеопродуктивности, реконструированной по комплексам кокколитофорид, было установлено в нескольких колонках из тропической области Индийского и Тихого океанов за последние 150–250 тыс. лет [4]. Наши исследования показывают, что сигнал прецессии хорошо прослеживается и по фораминиферам, как в районе Костариканского купола, так и в пределах западного тепловодного пула, в море Бисмарка. В этом районе вариации инсоляции влияют на миграции зоны внутритропической конвергенции и сезонный апвеллинг у северного побережья Новой Гвинеи. Для восточной части тропической области Тихого океана наши результаты впервые показывают, что циклы прецессии доминируют во временных сериях относительных вариаций палеопродуктивности, полученных как по планктонным, так и по бентосным фораминиферам.

Работа выполнена в рамках Госзадания 75.28 ИОРАН (проект № 0149-2014-0029 ИОРАН) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (15-35-50161 – мол_нр – А.Р.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rincón-Martínez D., Lamy F., Contreras S. et al., Wetter interglacials in Ecuador during the past 500 kyr and its relation to latitudinal shifts of the equatorial front in the eastern tropical Pacific // *Paleoceanography*. 2010.doi:10.1029/2009PA001868.

2. Tachikawa K., Timmermann A., Vidal L. et al. CO₂ radiative forcing and Intertropical Convergence Zone influences on western Pacific warm pool climate over the past 400 ka // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 86. P. 1524–1534.
3. Ivanova E.V., Beaufort L., Vidal L., Kucera M. Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 40. P. 64–77.
4. Beaufort L., de Garidel T., Mix A.C., Pisias N.G. ENSO-like forcing on oceanic production during the late Pleistocene // *Science*. 2001. V. 293. P. 2440–2444.

Variations in the surface-water bioproductivity are reconstructed for two giant sediment cores from the eastern and western Tropical Pacific. The results ascertained the precession control on productivity changes.

Иванова Е.Д.

(Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ivanova@tig.dvo.ru)

Находки бентосных фораминифер в среднеплейстоценовых отложениях Малой Курильской гряды (о. Танфильева)

Ivanova Ye.D.

(Pacific Geographical Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

The finds of benthic foraminifera in the Middle Pleistocene sediments of the Lesser Kuril Ridge (Tanfiliev Island)

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, устричный риф, плейстоценовые отложения, остров Танфильева

Изучение устричного рифа на о. Танфильева (Малая Курильская гряда) с уникальными находками бентосных фораминифер позволило получить новые данные по развитию природной среды в среднем плейстоцене, которые имеют огромное значение для последующих палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций условий осадконакопления в это время.

Объектом исследования послужил погребенный устричный риф и вмещающие отложения из разреза берегового уступа в восточной части о. Танфильева (рис.). Устричник мощностью до 1.5 м залегает линзой и протягивается на 135 м. На основании серии $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировок, полученных по раковинам моллюсков, и биостратиграфическим данным было установлено время формирования осадков – последнее потепление среднего плейстоцена. Данные коррелируются с морской изотопной стадией (МИС 7). Уникальность этого разреза заключается в том, что здесь найдены не только хорошо сохранившиеся раковины моллюсков, но впервые встречены бентосные фораминиферы (БФ). Как правило, в плейстоцен-голоценовых осадках Курильских островов карбонатные раковины плохо сохраняются, что связано с кислыми условиями, типичными для районов активного вулканизма. Хорошая сохранность раковин в разрезе о. Танфильева объясняется высокой плотностью вмещающих и перекрывающих алевропелитовых отложений, которые являются водоупорными и затрудняли проникновение агрессивных вод [1].

Бентосные фораминиферы обнаружены в интервале разреза 6.8–8.0 м (устричник). Таксономический состав комплексов представлен 25 видами, относящимися к секреторным формам. Большинство видов являются сублиторальными, с хорошо сохранившейся стенкой раковины, и относятся к эпифаунальной группе. Наиболее многочисленны представители родов *Buccella*, *Criboelphidium*, *Retroelphidium*, доминирующие во всех выделенных комплексах. Встречаемость фораминифер по разрезу

неодинакова. Максимальные количественные показатели отмечаются в центральной части устричного рифа в инт. 7.10–7.80 м.

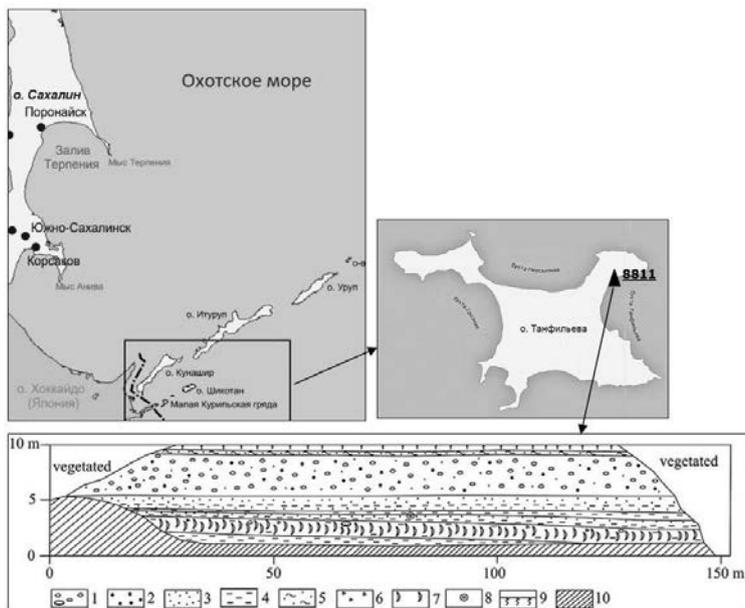


Рисунок. Разрез морских отложений с захороненным устричным рифом и его местоположение на о. Танфильева. 1 – галька, валуны; 2 – гравий; 3 – песок; 4 – алеврит; 5 – супесь; 6 – древеся; 7 – раковины моллюсков; 8 – древесина; 9 – почва; 10 – коренные породы [2].

Комплексы БФ, выделенные в нижней части устричника (инт. 8.0–7.8 м), наиболее разнообразны по таксономическому составу (до 18 видов), однако общее число раковин сравнительно невысокое (до 23 экз./1 г осадка). Ядро комплексов составляют виды *Buccella frigida* (Cushman) (до 64.9%), *Buccella depressa* (Andersen) (14.4%), *Criboelphidium subarcticum* (Cushman) (до 29.6%), *Criboelphidium asterineum* Troitskaja (до 19.4%), *Criboelphidium etigoense* (Husezima et Maruhasi) (12.8%), а также *Retroelphidium subgranulosum* (Asano) (12.6%). В субдоминантную группу помимо представителей родов *Criboelphidium* и *Buccella* входят *Protelphidium anglicum* Murray, *Discorbis bradyi* (Cushman), *Valvulineria* sp., *Quinqueloculina* sp. (табл.).

Интервал 7.8–7.10 м отличается резким увеличением обилия раковин БФ на 1 г осадка (до 161 экз.), при этом число видов уменьшается до 12 таксонов. Комплексы имеют сходную структуру как по доминантным (*B. depressa*, *Cr. asterineum*, *Cr. etigoense*, *B. frigida*, *Retr. subgranulosum* (Asano),

так и по субдоминантным видам.

Таблица. Процентное содержание БФ (в скобках дано кол-во экз./50 г сух. осадка) в разрезе 8811 (о. Танфильева, Малая Курильская гряда)

Species	8811/5	8811/6	8811/7	8811/8	8811/9	8811/10	8811/11	8811/12
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman)	1.2 (1)					0.1 (2)	1.1 (7)	
<i>Buccella depressa</i> Andersen	1.2 (1)	12.2 (140)	13.7 (706)	23.8 (1909)	15.2 (544)	6.5 (127)	14.4 (93)	
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	35.8 (41)	14.4 (166)	16.9 (868)	36.3 (2920)	10.2 (363)	41.7 (813)	64.9 (419)	x x ^a
<i>Buccella hannai arctica</i> Voloshinova		2.2 (26)		0.1 (4)	0.6 (20)			
<i>Buccella inusitata</i> Andersen	1.2 (1)							
<i>Buccella limpida</i> Levitchuk	4.9 (6)	1.1 (13)		0.2 (14)		0.3 (5)		
<i>Buccella morishimae</i> Chiji		1.1 (13)						
<i>Buccella troitzkyi</i> Gudina		3.9 (45)	2.5(12 7)	0.7 (56)	10.2 (363)	0.4 (7)		
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny)			0.5 (25)		1.0 (35)			
<i>Canalifera fax</i> (Nicol)			0.03 (2)					
<i>Cribrorhaphidium asterineum</i> Troitskaja	12.3 (14)	19.4 (223)	7.4 (380)	5.6 (449)	15.2 (544)			
<i>Cribrorhaphidium etigoense</i> (Husezima et Maruhasi)	3.7 (4)	12.8 (147)	21.1 (1086)	7.2 (581)	12.7 (454)	9.0 (177)	2.3 (15)	x x
<i>Cribrorhaphidium frigidum</i> (Cushman)		1.1 (13)		1.1 (85)	3.0 (107)	3.5 (68)		
<i>Cribrorhaphidium goesi</i> (Stschedrina)		2.8 (32)		0.04 (4)				x ^b
<i>Cribrorhaphidium kusiroense</i> (Asano)	2.5 (3)		0.5 (27)		4.0 (142)	0.1 (3)		
<i>Cribrorhaphidium subarcticum</i> (Cushman)	29.6 (34)	18.3 (210)	26.4 (1357)	8.4 (674)	17.8 (635)	27.8 (542)	14.4 (93)	
<i>Cribrononion incertus</i> (Williamson)	1.2 (1)	0.6 (6)					0.3 (2)	
<i>Discorbis bradyi</i> (Cushman)		0.1 (1)		0.03 (3)				x
<i>Elphidium advenum depressulum</i> Cushman			2.1 (109)					
<i>Nonionella auriculata</i> Heron-Allen et Earland				0.01 (1)				
<i>Protelphidium anglicum</i> Murrey		0.1 (1)	0.1 (6)					
<i>Quinqueloculina sp.</i>		0.1 (1)						
<i>Retroelphidium subclavatum</i> (Gudina)	2.5 (3)	0.6 (6)	0.4 (20)	4.0 (325)		3.5 (69)	0.8 (5)	
<i>Retroelphidium subgranulosum</i> (Asano)	3.7 (4)	6.7 (77)	8.4 (434)	12.6 (1011)	10.2 (363)	7.1 (139)	1.7 (11)	
<i>Valvulineria sp.</i>		2.8 (32)						
Кол-во экз./50г сух.осадка	114	1150	5147	8035	3570	1953	646	34
Число видов	12	18	13	14	11	11	8	4

Выше по разрезу (инт. 7.10–6.8 м) количественные показатели комплексов БФ изменяются. В инт. 7.10–7.0 м численность раковин снижается до 39 экз./1 г осадка. Встречено 8 видов, из которых наиболее многочисленными являются *B. frigida* (41.7%) и *Cr. subarcticum* (27.8%). Здесь впервые отмечен вид *Ammonia tepida* (Cushman), обитающий в условиях хорошо прогреваемых мелководий, толерантный к дефициту кислорода в воде ($<0.1 \text{ ml l}^{-1}$) [3]. Акцессорную группу составляют представители родов *Buccella*, *Retroelphidium*, *Criboelphidium*. В вышележащих слоях (7.0–6.8 м) отмечены лишь единичные виды *B. frigida*, *Cr. etigoense*, *Cr. goesi*, *Discorbis bradyi*. Такое резкое снижение показателей БФ может быть обусловлено регрессией моря в это время.

Потепление в конце среднего плейстоцена, зафиксированное на о. Танфильева, включает два теплых интервала с небольшим похолоданием между ними. Им соответствуют две малоамплитудные трансгрессивные фазы в пределах одной крупной трансгрессии. Устричный риф развивался в первую фазу трансгрессии, когда существовал хорошо прогреваемый мелководный залив. Оптимальными условиями для формирования устричного рифа являются небольшие глубины (от 1.5 до 7 м), летняя температура воды около 18° и соленость воды 25–28‰. В настоящее время летняя температура поверхностных вод в районе о. Танфильева 13–14°C [4]. Можно предположить, что развитие устричного рифа происходило при температуре воды примерно на 4°C выше современной, о чем также свидетельствуют находки тропических и субтропических видов моллюсков [1]. За исключением немногочисленных литоральных видов, комплексы БФ, найденные в исследуемом разрезе, характерны для условий открытых бухт, заливов и внутреннего шельфа с оптимальными глубинами от 10 до 50 м [5–7], что не совсем соответствует условиям мелководья. Подобное сочетание объясняется тем, что часть фораминиферовых раковин была занесена в устричник морскими течениями из более глубоководных мест обитания. Исследуемый район находится в зоне активного перемешивания водных масс и апвеллинга, способствующие доставке к поверхности богатых питательными веществами глубинных холодных вод и увеличению, в результате, продуктивности морских организмов [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Теплая фаза конца среднего плейстоцена, запечатленная в отложениях погребенного устричного рифа на юге Малой Курильской гряды // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 4. С. 433–440.
2. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. Environmental changes at final warming of Middle Pleistocene (MIS 7) in South Kurils // Quaternary International. 2015. V. 355. P. 90–100.
3. Moodley L., Hess C. Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and

high oxygen conditions // *Biological Bulletin*. 1992. V. 183. P. 94–98.

4. Атлас Курильских островов. Москва-Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. 516 p.

5. Фораминиферы дальневосточных морей СССР / Фурсенко А.В., Троицкая Т.С, Левчук Л.К. и др. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с.

6. Murray J.W. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Hardback: University of Southampton, 2006. 440 p.

7. Sen Gupta B.K. *Foraminifera in marginal marine environments // Modern Foraminifera / Barun K. Sen Gupta (Eds.)*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002. P. 141–160.

The study of the oyster reef on the Tanfiliev Island with unique finds of benthic foraminifera made it possible to obtain new data on the development of the natural environment in the Middle Pleistocene for Lesser Kuril Ridge, which are of great importance for subsequent paleoclimatic and paleoecological reconstructions of sedimentation conditions at this time.

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru)

Водные палиноморфы и диатомовые водоросли как индикаторы морских ледовых условий моря Лаптевых

Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.

(Moscow State University, Geographical faculty, Moscow)

Aquatic palynomorphs and diatoms as indicators of marine ice conditions in the Laptev Sea

Ключевые слова: диатомовые водоросли, водные палиноморфы, море Лаптевых, шельф, ледовые условия

Представлены результаты изучения возможностей палеореконструкций ледовых условий с помощью анализа ассоциаций диатомовых водорослей и водных палиноморф в осадках моря Лаптевых. Установлены основные особенности формирования ассоциаций микроводорослей в поверхностных осадках и их связь с современными ледово-гидрологическими процессами на шельфе.

Море Лаптевых играет важную роль в формировании ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана [1, 2]. Огромное количество пресной воды и льда поступает в океан с шельфа, обеспечивая стабильность стратификации приповерхностных вод и ледового покрова. Следовательно, изучение современных и палеогидрологических процессов в море Лаптевых необходимо для понимания процессов формирования водных масс и их эволюции в Арктике.

Во время максимума последнего оледенения и глобальной регрессии шельф моря Лаптевых был осушен и свободен от покровных ледников [3]. Основные этапы изменений уровня моря и седиментационных обстановок на шельфе и континентальном склоне в ходе постгляциальной трансгрессии в настоящее время реконструированы [4 и др.]. Для установления же основных параметров водных масс сибирских морей в позднем плейстоцене и голоцене наиболее перспективными считаются микропалеонтологические методы – анализ диатомей, водных палиноморф, фораминифер, остракод. Они позволяют устанавливать изменения палеосолености, температурного режима, распределения водных масс на шельфе и континентальном склоне, а также реконструировать характер и продолжительность ледового покрова [5–9 и др.]. Использование этих методов требует выполнения методических работ по изучению различных групп микрофоссилий в поверхностных осадках и выявлению особенностей формирования ассоциаций в зависимости от современных ледово-гидрологических условий на шельфе.

В настоящем сообщении представлены результаты изучения возможностей реконструкции ледовых условий с помощью анализа

ассоциаций диатомовых водорослей и водных палиноморф в осадках шельфа. Эти микроорганизмы – один из основных источников первичной продукции в арктических морях Евразии, а их широкое использование в палеореконструкциях определяется большим видовым разнообразием и строгой приуроченностью видов к условиям обитания [10]. Выполненные нами исследования и установленные закономерности формирования ассоциаций микроводорослей в осадках сибирских морей в зависимости от современных ледовых условий значительно расширяют возможности использования диатомей и водных палиноморф для палеореконструкций.

В основу сообщения положены результаты исследований проб поверхностных осадков моря Лаптевых, отобранных в ходе совместной российско-германской экспедиции в Арктику в 2007 г., а также опубликованные ранее первые результаты изучения диатомей и водных палиноморф в осадках, полученных в ходе российско-германских экспедиций TRANSDRIFT в 1997–1999 гг. [11, 12]. Техническая обработка образцов для целей анализа водных палиноморф проводилась по общепринятой методике с использованием соляной и фтористоводородной кислот для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц. В образец добавлялись таблетки, содержащие споры *Lycopodium clavatum* согласно методике определения концентраций палиноморф [13]. Для удаления из образцов пелитовых частиц осадок фильтровался через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Анализ препаратов проводился с увеличением 400× и 1000×.

Море Лаптевых покрыто льдом большую часть года. На значительной части акватории мощность паковых льдов достигает 3–4 м, а припайных, вытаивающих летом, – 2.0–2.5 м. Ширина припая составляет от десятков километров на западе до сотен километров на востоке бассейна. За припаем в течение всей зимы сохраняется стационарная полынья, существование которой определяется особенностями гидродинамики и атмосферной циркуляции региона – антициклональным режимом и сильными южными и юго-западными ветрами. Полынья имеет ширину 10–15 км и протяженность около 1800 км. Она является основным источником морского льда в море Лаптевых в зимний период [1]. Кроме того, это очаг осолонения морских вод при ледообразовании. Осолонение в полынье происходит в течение всей зимы, в результате соленость в ней может превышать не только среднюю соленость моря Лаптевых, но и среднюю океаническую [14]. Осолонение больших объемов воды повышает их плотность и вызывает конвективное перемешивание слоев [1, 14]. Активность вертикальной циркуляции вод в полынье, высокие концентрации биогенных веществ и отсутствие ледового покрова определяют высокую продуктивность фитопланктона [15, 16]. Севернее полыньи расположена дрейфующая на северо-запад льдов. В большинстве случаев в течение года преобладает вынос льдов из моря Лаптевых в Центральный Арктический бассейн [1]. Из моря Лаптевых ежегодно выносятся около 540 км³ льдов, т.е. более половины всего объема

льдов, поступающих в Арктический океан с сибирского шельфа.

В поверхностных осадках моря Лаптевых установлено более 300 видов и внутривидовых таксонов диатомей [12]. Из них более 200 – пресноводные (речные, озерно-болотные виды), поступающие в прибрежные районы моря с речным стоком. При этом большая часть видов были встречены в осадках в виде единичных створок, и лишь планктонные речные виды рода *Aulacoseira* отмечены с высокими показателями обилия.

Общая численность створок диатомей в осадках варьирует в широких пределах (от 0.1 до 6 млн створок/г) и зависит от скоростей аккумуляции осадков и нестабильностью шельфового гидрологического режима [12, 17]. Наиболее богаты по численности и видовому разнообразию ассоциации диатомей из приустьевой провинции, т.е. зоне маргинального фильтра р. Лены. В составе группы морских и солоноватоводно-морских диатомей доминируют типичные холодноводные арктобореальные виды из родов *Chaetoceros* и *Thalassiosira*, а также ледово-морские виды диатомей (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *F.cylindrus*, *Melosira arctica*).

Содержание ледово-морских видов в составе диатомовых ассоциаций поверхностного слоя донных осадков последовательно возрастает к северу, достигая максимальных значений на континентальном склоне (>50%). В южных прибрежных районах, расположенных в области формирования припайных льдов зимой, ледово-морские виды не были встречены на некоторых станциях, и в целом их суммарное содержание редко превышало 3–4%. Скачкообразное повышение (>10–20%) относительного содержания ледово-морских диатомей приурочено к среднему межгодовому положению польни, что хорошо согласуется с данными по Карскому морю [18, 19].

Установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, а также органические остатки скелетов фораминифер. Как по видовому составу, так и по численности доминируют диноцисты. Их концентрации в варьируют от 3 до 4000 цист/г, а зеленых водорослей – от 7 до 3800 экз./г [11]. Благодаря обильному речному стоку, количество цист динофлагеллат в прибрежных юго-восточных районах моря Лаптевых, находящихся под влиянием стока рек Лена и Яна, сравнительно невелико, в то время как преобладающее значение имеют зеленые водоросли. Преобладание зеленых водорослей в составе водных палиноморф отмечено в западной части моря Лаптевых до 73°30'с.ш., а в восточной – до 76°00'с.ш. В северной части моря в поверхностных осадках преобладают диноцисты (>50%), а количество пресноводных водорослей резко сокращается [11].

По материалам изучения ассоциаций водных палиноморф в поверхностных осадках показано, что увеличение концентраций цист гетеротрофных видов (главным образом, *Islandinium minutum*, *I. cesare* и *Echinidinium karaense*) динофлагеллат совпадает со средней межгодовой позицией стационарной польни. Кроме того, в качестве индикатора

ледового покрова в Арктике в последние годы используется вид *Polarella glacialis*, живущий на нижней поверхности льда и способный образовывать цисты [20, 21]. Согласно нашим результатам, цисты *Polarella glacialis* и *Islandinium* sp. в поверхностных осадках моря Лаптевых имеют сходное распределение. Также показано, что присутствие в поверхностных осадках живых цист динофлагеллат (*Islandinium minutum*, *I. cesare* и цист *Polykrikos* sp.) отражает вертикальные потоки диноцист и процессы аккумуляции в районе полыньи и указывает на активную вегетацию динофлагеллат в поверхностном слое вод. Известно, что полынья является очагом высокой продуктивности фитопланктона в море Лаптевых [14–16]. На глубине 10–30 м содержание живых цист в осадках достигает максимума, а на больших глубинах снижается. Так, содержание живых диноцист, возможно, может служить маркером среднегодового положения полыньи в море Лаптевых.

Таким образом, исследования диатомей и водных палиноморф в поверхностных донных осадках моря Лаптевых позволили выявить основные особенности формирования ассоциаций микроводорослей и их связь с современными ледово-гидрологическими процессами на шельфе.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы АААА-А16-116032810080-2 «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочное прогнозирование ее изменений».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 213 с.
2. Aagard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation // *Journal of Geophysical Research*. 1989. № 94. P. 14485–14498.
3. Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. № 23. P. 1229–1271.
4. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Glob. and Plan. Change*. 2001. № 31. P. 125–139.
5. Полякова Е.И., Баух Х.А., Кассенс Х. Изменения ледово-гидрологического режима в море Лаптевых в позднем голоцене // *ДАН*, 2000. Т. 370 (5). С. 686–688.
6. Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // *Paleoceanography*. 2003. № 18 (2). P. 501–510.
7. Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Glob. and Plan. Change*. 2005. № 48. P. 208–222.
8. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // *Glob. and Plan. Change*. 2005. № 48. P. 223–251.

9. Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогеологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.
10. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
11. Kunz-Pirring M. Aquatic palynomorphs: Reconstruction of Holocene sea-surface water masses in the eastern Laptev Sea // Berichte zur Polarforschung. 1998. Vol. 281. 117 p.
12. Cremer H., Distribution patterns of diatom surface sediment assemblages in the Laptev Sea (Arctic Ocean) // Mar. Micropal. 1999. Vol. 38. P. 39–67.
13. Stockmar J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.
14. Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полярной пустыни. М., 1999. 334 с.
15. Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // Palaeont. Zitschrift. 2005. Vol. 79/1. P. 3–51.
16. Polyakova E., Kryukova I., Klyuvitkina T. et al. Living and fossil microalgae from the Eurasian Arctic Seas as indicators of modern and past environmental changes // Nova Acta Leopoldina. 2014. NF 117. № 399. P. 181–184.
17. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
18. Polyakova. Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance. Proceedings in Marine Sciences. Eds. R. Stein, K. Fahl, D. K. Fütterer et al. Elsevier, Amsterdam. 2003. P. 375–400.
19. Полякова Е.И. Кассенс Х., Штайн Р., Баух Х. Диатомеи сибирских морей Арктики как индикаторы постгляциальных изменений речного стока, ледово-гидрологического режима и седиментационных обстановок на шельфе // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития. М.: МГУ, 2009. С. 71–121.
20. Okolodkov Y.B. An ice-bound planktonic dinoflagellate *Peridiniella catenata* (Levander) Balech: Morphology, ecology and distribution // Botanica Marina. 1999. 42. P. 333–341.
21. Montresor M., Lovejoy C., Orsini L. et al. Bipolar distribution of the cyst-forming dinoflagellate *Polarella glacialis* // Pol. Biol. 2003. V. 26. P. 186–194.

The results of studying the possibilities of paleoreconstructions of ice conditions with the help of diatom and aquatic palynomorphs analysis from the Laptev Sea sediments are presented. The main features of microalgae assemblages in surface sediments and their connection with modern ice-hydrological processes on the shelf are established.

Князева О.В.^{1,2}, Корсун С.А.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва, e-mail: knyazeva.sp@gmail.com; ²Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург)

Сравнение сообществ высокоширотных бентосных фораминифер в летний и зимний период.

Kniazeva O.V.^{1,2}, Korsun S.A.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Saint Petersburg State University, Saint Petersburg)

A comparison of high-latitude benthic foraminifera communities in winter and summer seasons.

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, сезонная динамика, полярная ночь

Была изучена структура сообщества бентосных фораминифер в Кунгсфьорде, Шпицберген, в январе и июне 2016г. Общая численность живых фораминифер значительно увеличивается летом по сравнению с зимой. Трансмиссионная электронная микроскопия выявила наличие хорошо развитого белок-синтезирующего аппарата в клетках фораминифер, собранных зимой, свидетельствующего о их метаболической активности.

Высокоширотные экосистемы функционируют в условиях специфического светового режима, при котором долгий полярный день сменяется продолжительными периодами темноты. Такие резкие изменения в количестве света, поступающего в экосистему, приводят к появлению ярко выраженной сезонной динамики фитопланктона, и, соответственно, неоднородному поступлению первичной продукции на морское дно. Арктические бентосные сообщества, включая фораминифер, чьим основным источником пищи служат одноклеточные водоросли, в свою очередь, должны отвечать на подобную динамику флуктуациями численности и видового состава в течение года, а также переходом в состояние диапаузы.

Тем не менее, последние исследования *in situ* показывают, что для некоторых представителей, как зоопланктона, так и бентосного сообщества, наступление полярной ночи знаменуется повышением уровня метаболизма, а в некоторых случаях, увеличением численности и видового разнообразия [1–3]. Таким образом, оказывается, что классические воззрения, согласно которым как планктонное, так и бентосное сообщество с наступлением полярной ночи фактически перестает функционировать, нуждаются в пересмотре.

В нашем исследовании был использован материал, собранный в январе и июне 2016 г/ в нескольких фьордах о. Западный Шпицберген. В частности, в куту Кунгсфьорда на полигоне из шести станций был собран донный

грунт для определения количества живых фораминифер. Для окрашивания живых протистов использовалась флуоресцентная метка CellTracker Green с последующей фиксацией 4% формалином [4]. Для электронно-микроскопического исследования живые фораминиферы были отобраны и зафиксированы непосредственно на борту корабля. Отбор проб велся при помощи коробчатого дночерпателя и ковша Ван Вина.

Согласно полученным результатам, бентосное сообщество фораминифер Шпицбергена характеризуется выраженной сезонной динамикой. Общая численность живых протистов увеличивается в полтора раза в июне по сравнению с январем. Результаты ординационного анализа и анализа коэффициента сходства говорят о том, что основной вклад в наблюдаемый скачок численности вносят доминирующие в приледниковых осадках *Elphidium excavatum* и *Cassidulina reniforme*. Таким образом, рост и размножение данных видов, по всей видимости, приурочено к весенним месяцам, на которые в данном регионе приходится цветение фитопланктона.

Видовой состав сообщества бентосных фораминифер не претерпевает значительных изменений со сменой сезона. Виды *Stainforthia fusiformis*, *Nonionellina labradorica* и *Spiroplectammina biformis* в основном были обнаружены в пробах, собранных в летний период, в то время как представители *Quinquelina stalkerii* и *Robertina arctica* встречались только зимой.

Предположение о том, что с наступлением полярной ночи фораминиферы переходят в состояние диапаузы, было опровергнуто результатами электронно-микроскопического исследования. Белок-синтезирующий аппарат фораминифер представлен развитой сетью эндоплазматического ретикулума. Большая часть ЭПР связана с рибосомами, то есть, относится к шероховатому типу. Поскольку рибосомы связываются с эндоплазматическим ретикуломом только в момент синтеза белка, наблюдаемая картина говорит о метаболической активности клетки. В пользу этого также свидетельствует большое количество аппаратов Гольджи, иногда встречающихся группами. Кроме того, в цитоплазме фораминифер были обнаружены многочисленные митохондрии с развитыми кристами, причем в некоторых случаях удалось зафиксировать процесс деления митохондрий.

Таким образом, для сообщества высокоширотных бентосных фораминифер характерна выраженная сезонная динамика, в основном проявляющаяся в значительном изменении численности фораминифер. Отсутствие первичной продукции не влечет за собой стагнацию для протистов, остающихся живыми в период полярной ночи. Все наблюдаемые нами протисты были метаболически активны, о чем свидетельствуют результаты электронно-микроскопических исследований.

Авторы выражают благодарность экипажу НИС «Helmer Hanssen»,

Йоргену Берге, Полу Рено и Карлу Баллантайну. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-47-02009, на базе ресурсного центра «Развитие молекулярных и клеточных технологий» СПбГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Berge J., Renaud P.E., Darnis G. et al. In the dark: A review of ecosystem processes during the Arctic polar night // *Progress in Oceanography*. 2015. V. 139. P. 258–271.
2. Berge J., Daase M., Renaud P.E. et al. Unexpected levels of biological activity during the polar night offer new perspectives on a warming Arctic // *Current Biology*. 2015b. V. 25. P. 1–7.
3. Bernhard J. M., Ostermann D. R., Williams D. S., Blanks J. K. Comparison of two methods to identify live benthic foraminifera: A test between Rose Bengal and CellTracker Green with implications for stable isotope paleoreconstructions // *Paleoceanography*. 2006. V. 21. № 4.
4. Darnis G., Fortier L. Zooplankton respiration and the export of carbon at depth in the Amundsen Gulf (Arctic Ocean) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. V. 117.

Benthic foraminifera community structure was studied in Kongsfjorden, Svalbard in June and January 2016 as well as cytological state of foraminiferal cells. The total abundance of living foraminifera increases notably in summer when compared to winter. TEM revealed well-developed protein-synthesizing apparatus in the foraminifera collected in winter, evident of their metabolic activity.

Кулешова Л.А.^{1,2}, Овсепян Е.А.¹, Иванова Е.В.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

lubov_kuleshova@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград)

Палеоокеанологические условия в юго-западной части Атлантического океана (район поднятия Риу-Гранди) в средне-позднечетвертичное время

Kuleshova L.A.^{1,2}, Ovsepyan E.A.¹, Ivanova E.V.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Middle and Late Quaternary Oceanographic Conditions in the western South Atlantic (Rio Grande Rise)

Ключевые слова: четвертичная палеоокеанология, микропалеонтология, поднятие Риу-Гранди, Южная Атлантика, бентосные фораминиферы, биопродуктивность, содержание кислорода

Комплексы бентосных фораминифер изучены в колонке донных осадков АИ-3321 (30°56.85' ю.ш., 38°02.45' з.д., глубина 2969 м, длина 293 см), отобранной на западном склоне возвышенности Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана. Стратиграфическое расчленение колонки проведено на основе полученных кислородно-изотопных данных и подтверждено двумя радиоуглеродными датировками в верхней части разреза. Согласно полученной возрастной модели, колонка вскрыла три последних ледниково-межледниковых цикла (изотопно-кислородные стадии (ИКС) 8-1). Исходя из имеющихся в литературе источников об экологических предпочтениях сообществ бентосных фораминифер, в исследуемом районе были реконструированы изменения биопродуктивности поверхностных вод, а также вариации содержания кислорода в придонных водах в течение трех последних ледниково-межледниковых циклов. Для определения доминирующих видов бентосных фораминифер и выявления основных трендов их изменчивости использовался САВФАС факторный анализ (R-модификация). Кроме того, рассчитывались индексы биоразнообразия. Проведена оценка степени сохранности раковин для определения вариаций глубины фораминиферового лизоклина в течение МИС 8–1.

В рамках настоящей работы проведены количественные анализы комплексов бентосных фораминифер (БФ) в колонке донных осадков АИ-3321 (30°56.85' ю.ш., 38°02.45' з.д., глубина 2969 м, длина 293 см), отобранной в 46-ом рейсе НИС «Академик Иоффе» на западном склоне возвышенности Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана [1]. Стратиграфическое расчленение колонки выполнено на основе изотопно-кислородных данных и подтверждено двумя масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками (AMS ¹⁴C) в верхней части разреза. Согласно полученной возрастной модели, колонка вскрыла

три последних ледниково-межледниковых цикла (изотопно-кислородные стадии (ИКС) 8-1).

Сообщества БФ изучены в гранулометрической фракции >100 мкм с интервалом опробования 3–8 см. С помощью статистической программы PAST [2] были рассчитаны индексы биоразнообразия Шеннона (H) и выравненности Пиелу (e). Наименьшие их значения установлены в образцах 269–253 см, 215–175 см, 108-84 см (рис.), что коррелирует с ледниковыми интервалами – ИКС 8, 6 и 4. Наиболее разнообразны комплексы БФ в пределах 237–229 см, 139–124 см, 52–36 см, 12–8 см, соответствующих межледниковьям ИКС 7, 5, 3 и Терминации I.

На основе морфофункционального анализа было проведено разделение видов бентосных фораминифер на эпифауну и инфауну. Во всех образцах исследуемой колонки эпифауна доминирует над инфауной более чем в два раза (рис.). Такое соотношение указывает на наличие свежего органического вещества на поверхности осадка и условий насыщения кислородом придонных вод на протяжении всего изученного временного интервала [3]. Наиболее многочисленные виды эпифауны – *Epistominella exigua*, *Globocassidulina subglobosa*, *Alabaminella weddellensis*, *Oridorsalis umbonatus*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Nuttallides umbonifera*, *Osangularielloides* (= *Epistominella*) *rugosa*, *Lobatula lobatula*, *Gyroidinoides polius*, *Ioanella tumidula*, *Pyrgo murrhina*. Снижение доли видов, принадлежащих к эпифауне, и одновременное увеличение суммарной численности видов инфауны в ИКС 7, 5 и 3 указывает на разнообразие экологических ниш, что, по-видимому, связано с улучшением условий палеосреды для фауны БФ. Последнее также подтверждается повышенными значениями процентного содержания видов-индикаторов высокой продуктивности (рис.), таких как *Bulimina elongata*, *Bulimina torta*, *Bulimina truncana*, *Fursenkoina complanata*, *Fursenkoina compressa*, *Fursenkoina mexicana*, *Melonis barleeanus*, *Pullenia* spp.

Согласно результатам САВФАС факторного анализа (R-модификация), примененного к матрице процентного содержания БФ, изменчивость комплекса определяется тремя главными факторами, суммарно описывающими 95/8% вариаций. Факторы 1 и 2 представлены оппортунистическими видами *A. weddellensis* и *E. exigua*, которые способны обитать в стрессовых обстановках с ярко выраженной сезонностью в поступлении свежего органического вещества на дно [4, 5]. Максимальные значения факторов приходятся на ИКС 6, ИКС 4, Терминацию II и начало ИКС 3.

Доминирующим видом фактора 3 является вид *G. subglobosa*, который хорошо адаптируется к олиготрофной среде, находящейся под влиянием интенсивных придонных течений [6–8]. Его максимальные процентные содержания регистрируются в ИКС 8 и голоцене, что при общем снижении видового разнообразия может свидетельствовать о повышении

гидродинамической активности глубинных вод и установлении относительно низкопродуктивных условий в это время.

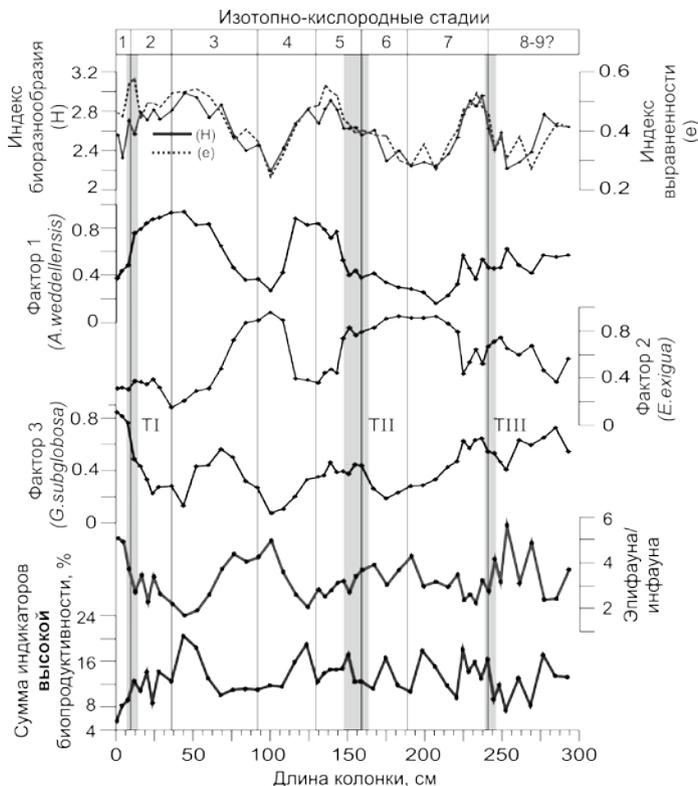


Рисунок. Графики изменения величин индексов биоразнообразия Шеннона (H) и выравненности Пиелу (e); распределение главных факторов (в скобках указаны доминирующие виды соответствующих факторов); отношение содержания эпифауны к инфауне; процентное содержание видов – индикаторов высокой биопродуктивности в колонке AI-3321. Серыми полосами выделены интервалы терминаций (TI, TII и TIII).

Таким образом, распределение бентосных фораминифер по разрезу выявило различные тренды изменений биологической продуктивности поверхностных вод и содержания кислорода в придонном слое и осадках в течение трех последних ледниково-межледниковых циклов. Наблюдается общая тенденция увеличения поступления свежего органического вещества на дно в течение межледниковых стадий (ИКС 7, 5, 3) и Терминации I при сохранении условий насыщения кислородом придонных вод. Усиление гидродинамической активности и вентиляции омывающих дно глубинных

вод отмечается в интервалах ИКС 8 и 1.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 16-35-50080-мол_нр, 17-305-50008-мол_нр) и Программы ПЗ Президиума РАН. Датирование материала осуществлялось за счет гранта РНФ (№ 14-05-00095).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Отчет о работах 46 рейса НИС «Академик Иоффе»: Отчеты начальника экспедиции, капитана и начальников отряда. Москва, 2014. 85 с.
2. Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions / Harper, D.A.T. (ed.). John Wiley & Sons, 1999. 468 p.
3. Van der Zwaan G.J., Duijnste I.A.P., Den Dulk M. et al. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts // *Earth Sciences Reviews*. 1999. V. 46. P. 213–236.
4. Loubere P., Fariduddin M. Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on timescales of centuries to millennia // *Global Biogeochemical Cycles*. 1999. V. 13. P. 115–133.
5. Schmiidl G., Mitschele A., Beck S et al. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S₅ and S₆ deposition // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 190. P. 139–164.
6. Fariduddin M., Loubere P. The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 32. P. 289–310.
7. Mackensen A., Schmiidl G., Harloff J., Giese M. Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation // *Micropaleontology*. 1995. V. 41. P. 342–358.
8. Schmiidl G., Mackensen A., Müller P.J. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 32. P. 249–287.

The sediment core AI-3321 (30°56.85' S, 38°02.45' W, 2969 m water depth, 293 cm length) was collected from the western slope of the Rio Grande Rise in the western South Atlantic. The age model of the core is based on oxygen isotope stratigraphy and supported by two AMS¹⁴C dates in the upper part of the section. According to this age model, the core recovered three glacial-interglacial cycles (Marine Isotope Stages (MIS) 8-1). The distribution of benthic foraminifera through the section was used to reconstruct changes in sea-surface bioproductivity and bottom-water oxygenation over the last three glacial-interglacial cycles. The assemblages suggest an increase in both the influx of fresh organic matter to the seafloor, as well as high oxygen content in the bottom waters during the interglacial stages (MIS 7, 5, 3) and Termination I. The intensification of hydrodynamic activity and ventilation of the bottom waters is defined for the intervals of MIS 8 and Holocene.

Лебедев И.И.

(Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ilya.lebedev.1994@bk.ru)

Сравнение цунамиопасности Восточного Приморья, о-ва Сахалин и Курильских островов на основе данных об осадках цунами

Lebedev I.I.

(Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok)

Comparative of tsunami hazard in Eastern Primorye, Sakhalin Island, Kuril islands on based of data about tsunami deposits

Ключевые слова: цунами, береговая зона, катастрофические процессы, осадки цунами

Целью данной статьи является установление сходств и различий в проявлении цунами на территориях Восточного Приморья, Сахалина и Курильских островов. По данным анализа заплесков цунами и изучению отложений было выявлено, что побережье Курильских островов наиболее подвержено влиянию цунами и, следовательно, наиболее цунамиопасно.

Цунами – грозное явление катастрофического характера, которое проявляется во многих частях земного шара, но, особенно на Тихом океане. Подвержено ему и дальневосточное побережье России, в особенности Курильские острова и Камчатка. Приморье и Сахалин являются регионами, где цунами является редким явлением.

В Приморье цунами проявилось несколько раз в XX веке, а именно в 1940, 1964, 1971, 1983 и 1993 гг. [1]. Последние два события более других оставили свои следы в отложениях прибрежных низменностей. Основная территория, где эти события имели наиболее серьезные последствия – это территория Восточного Приморья. Высоты заплеска последних цунами (1983 и 1993 гг.) варьируются от 0.85 м до 7 м (рис. 1).

За последнее время в Приморском крае были проведены несколько экспедиций по поиску осадков цунами (2014–2016 гг.). Основными объектами изучения были озерно-болотные отложения береговых низменностей, расположенные за пределами влияния сильных штормов. Особенностью осадков является присутствие морских видов диатомей в разрезах береговых низменностей [2, 3].

Слои имеют четкие границы, их мощность, как правило, несколько см, в отдельных случаях достигает 15 см, и уменьшается вглубь суши. По мере удаления от береговой линии уменьшается размерность материала. Волны цунами переносили песок не только с пляжей, древних штормовых валов и террас, но и с подводного берегового склона, а также захватывали материал из приустьевых лагун и береговых озер, которые находились в зоне

затопления.

История изучения цунами на Сахалине имеет более длинную историю. Известно восемь случаев проявления цунами на западном побережье Сахалина (1878, 1924, 1940, 1964, 1969, 1971, 1983, 1993 гг.) [1]. На охотоморском побережье Сахалина – 6 (1952, 1960, 1963, 1964, 2010, 2011 гг.) [3]. Показатели высоты заплеска варьируются от 0.18 м до 3.3 м (рис. 1).

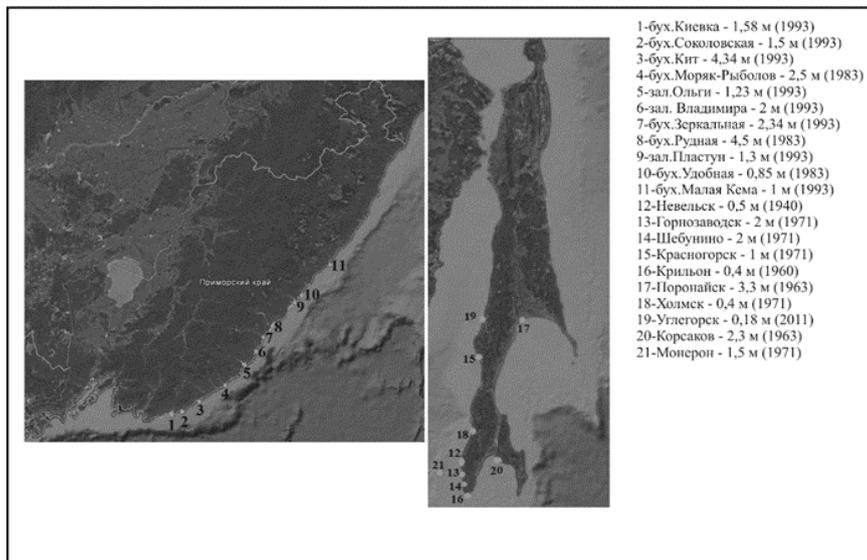


Рисунок 1. Максимальные высоты заплесков цунами в бухтах Восточного Приморья и о. Сахалин [3–10]

На острове Сахалин следы цунами были изучены в основном на побережье Охотского моря южнее г. Поронайска. Разрез представлен ненарушенным торфяником, перекрывающим грубозернистые аллювиальные отложения. Характерной чертой прибрежной низменности является то, что там не было крупных морских наводнений. В устье реки Гастелло на оторфованной поверхности первой морской террасы были обнаружены следы цунами [11].

На Курильских островах было множество цунамигенных событий, но особенно выделяются произошедшие в 1933, 1952, 1958, 1960, 1963, 1964, 1969, 1973, 1975, 1978, 1994, 2006, 2007, 2011 гг. [12–15]. Высота заплеска цунами варьировалась от 1.5 м до 23 м (рис. 2). Следы цунами на Курилах изучены с наибольшей детальностью в геологических разрезах на островах Кунашир, Итуруп и Шикотан. На Курильских островах при исследованиях отложений цунами широко применялся диатомовый анализ. Особенностью литологических колонок является то, что они почти полностью состоят из

торфа и имеют включения тефры [16].

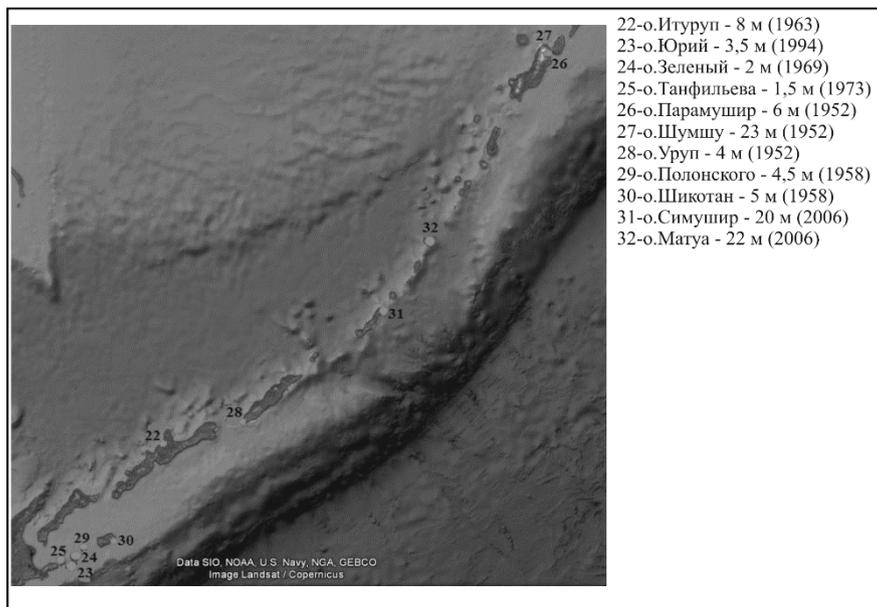


Рисунок 2. Максимальная высота заплесков цунами в бухтах Курильских островов [7, 9, 10, 17]

На основе вышеизложенного можно сделать вывод, что на разных побережьях Дальнего Востока цунами проявляется разнонаправленно. Наибольшими высотами заплесков характеризуется побережье Курильских островов, где максимально этот показатель равнялся более чем 20 метров (о. Матуга) [6, 12]. Это связано с расположением очагов цунамигенных землетрясений и их мощностью. Побережья остальных рассмотренных регионов имеют меньшие показатели заплеска цунами, что связано с меньшей сейсмичностью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №15-05-00179).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Чой Б.Х., Ли Д.С. Сравнительная оценка цунамиопасности Япономорского побережья России на основе численного моделирования // Океанология. 2004. Т. 44. С. 179–188.
2. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 79–95.

3. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. Осадки цунами 1983 и 1993 годов на побережье Приморья // *Океанология*. 2017. Т. 54. № 4. С. 628–640.
4. Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Бейзель С.А. Оценка цунамиопасности побережья Охотского моря от региональных и удаленных источников // *Вулканология и сейсмология*. 2015. № 4. С. 59–71.
5. Костенко И.С., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Ялченир А. Влияние Курильских островов на проникновение цунами в Охотское море (на примере японского цунами 11 марта 2011 года) // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52. №1. С. 100–112.
6. Левин Б.В., Тихонов И.Н. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин. М.: Янус-К, 2009. 204 с.
7. Проявление конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т.8). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 196 с.
8. Соловьев С.Л., Го Ч.Н., Ким Х.С. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 309 с.
9. Соловьев С.Л., Го Ч.Н., Ким Х.С. Каталог цунами в Тихом океане (1969–1982). М.: ВИНТИ, 1986. 162 с.
10. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1737–1976 // *Изучение цунами в открытом океане*. М.: Наука, 1978. С. 61–137.
11. Булгаков Р.Ф., Иванов В.В., Храмушин В.Н. и др. Исследование следов палеоцунами для целей цунамирайонирования // *Известия РАН. Сер. Физика Земли*. 1995. № 2. С. 18–27.
12. Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В. и др. Проявления цунами 15 ноября 2006 г. на центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // *Докл. АН*. Т. 419. № 1. 2008. С. 118–122.
13. Kaistrenko V., Razjigaeva N., Kharlamov A., Shishkin A. Manifestation of the 2011 Great Tohoku Tsunami on the Coast of the Kuril Islands: A Tsunami with Ice // *Pure and Applied Geophysics*. V. 170. Issue 6–8. P. 1103–1114.
14. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А. Осадки цунами шикотанского землетрясения 1994 г. // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 4. С. 622–630.
15. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Проблема палеореконструкций мегацунами на Южных Курилах // *Тихоокеанская геология*. 2017. Т. 36. № 1. С. 37–49.
16. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Харламов А.А. Следы палеоцунами в голоценовых разрезах острова Итуруп // *Материалы международной научной конференции (Школы) по морской геологии*, 2011. С. 152–155.
17. Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н., Кайстренко В.М. Цунами на Курильских островах. Особенности проявления и меры по снижению риска

(памяти жертв трагедии 5 ноября 1952 года посвящается). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 44 с.

Aim of this article is definition of similarities and differences in manifestation of tsunami in Eastern Primorye, Sakhalin and Kuril islands. According to evaluation of tsunami run-up and discovering of deposits, it was educe, that Kuril coastal zone the most influence susceptible of tsunami and therefore the most tsunami hazards.

Левитан М.А.

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

Пелагический плейстоцен Мирового океана

Levitan M.A.

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

Pelagic Pleistocene of the World Ocean

Ключевые слова: неоплейстоцен, эоплейстоцен, Мировой океан, донные осадки, литолого-фациальные карты, объемный метод

Созданные литолого-фациальные карты осадков нео- и эоплейстоцена для пелагиали основных океанических бассейнов обчислены объемным методом А.Б. Ронова. Выявлены глобальные закономерности и региональные особенности развития терригенных, карбонатных и кремнистых осадков в течение плейстоцена.

В докладе будут изложены результаты исследований количественных параметров седиментации в плейстоцене для пелагиали Мирового океана на основе применения объемного метода А.Б. Ронова [1–5]. Под пелагическими районами Мирового океана понимаются области глубоководного океанического ложа (как правило, глубже 3000 м) за пределами континентальных окраин. На основе результатов глубоководного бурения составлены литолого-фациальные карты масштаба 1:35000000 для пелагических районов Тихого, Индийского и Атлантического океанов для двух возрастных срезов: эоплейстоцена (1.8–0.8 млн. лет) и неоплейстоцена (0.8–0.01 млн. лет) [6]. Эти карты обчислены объемным методом А.Б. Ронова [7] с получением таких количественных параметров седиментации как площади и объемы закартированных осадков, массы сухого осадочного вещества и массы этого вещества в единицу времени. Для Северного Ледовитого океана таких карт составить пока нельзя. Приведенные данные для Арктики являются сугубо предположительными. По предварительным расчетам, среднее содержание CaCO_3 в карбонатных осадках равно 85%, а SiO_2 ам. в кремнистых отложениях – 60%.

Сравнительный анализ данных по основным группам осадков – терригенным, карбонатным и кремнистым – представляет большой интерес. Во-первых, очевидно, что определенная для современного этапа структура седиментации существовала и в плейстоцене: на всех возрастных уровнях доминировало терригенное вещество, на втором месте находились карбонаты и на третьем - биогенный опал. Во-вторых, за исключением карбонатных осадков в Атлантике, во всех океанических бассейнах интенсивность седиментации осадкообразующих компонентов была выше в неоплейстоцене, чем в голоцене, и в неоплейстоцене выше, чем в эоплейстоцене. Для подтверждения последнего тезиса приведем ряды отношений интенсивности седиментации в неоплейстоцене к этому же

параметру в эоплейстоцене в последовательности: Тихий океан, Индийский океан, Атлантический океан, Северный Ледовитый океан. Итак, по терригенным отложениям: 1.6, 1.2, 3.1, 1.4; по карбонатным осадкам: 2.4, 1.3, 0.4; по кремнистым осадкам: 1.4, 1.7, 1.1. Для Мирового океана по терригенным и кремнистым осадкам сохраняется тренд, отмеченный выше: рост в течение плейстоцена; а по карбонатам видна тенденция, отмеченная для Атлантики: большие значения интенсивности в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Те же закономерности, только еще в более ярком виде, получаются при расчетах для голоценовых содержаний SiO_2 ам., для CaCO_3 и SiO_2 ам. в плейстоценовых карбонатных и кремнистых осадках, соответственно. В современный период интенсивность карбонатакопления в Атлантическом океане равна суммарной его интенсивности в Тихом и Индийском океанах [8]. Поэтому не удивительно, что именно история карбонатакопления в Атлантике стала доминирующей и для всего Мирового океана.

Автором рассчитаны изменения интенсивности накопления конкретных типов осадков в пелагиали Мирового океана в плейстоцене [5].

Для интерпретации всех полученных данных необходимо выйти за пространственно-временные рамки объекта исследования. Принципиальное значение имеет твердо доказанное для континентальных блоков существование неотектонической эпохи, которая фиксируется с середины кайнозоя, с олигоцена [9; 10]. В течение этой эпохи происходило наращивание скорости тектонических поднятий, сильно интенсифицировавшееся в плиоцен-четвертичное, а местами – в четвертичное время. По некоторым расчетам, за последние 5 – 3 млн лет в неотектонические движения было втянуто до 70 – 90% территории континентов.

Неотектонические воздымания влекут за собой ряд важных геологических следствий: во-первых, возрастает площадь суши, подверженной эрозии, механическому и химическому выветриванию; во-вторых, развивается континентальное оледенение.

Эрозия и механическое выветривание с возрастанием площадей суши, подвергнутых этим процессам, приводят к увеличению потоков твердого осадочного материала в бассейны аккумуляции. Имеющиеся данные свидетельствуют о положительной корреляции твердого и ионного стока с континентов. Коэффициент корреляции, рассчитанный нами, равен 0.76. Как известно, питательные вещества для океанической биоты поступают, главным образом, в составе ионного стока с континентов.

Распределение терригенных турбидитов плейстоцена свидетельствует о ведущей роли тектоники (связь истоков р. Амазонки с Андами, истоков великих индийских рек – с Гималаями, турбидитов северо-востока Тихого океана – с Кордильерами). Свою роль играют и климатические особенности, например, водосборы р. Амазонки и р. Конго располагаются в

экваториальной гумидной зоне.

Доказанное явление усиленного поступления терригенного материала в океан во время неотектонической эпохи (в том числе и в течение плейстоцена) полностью подтверждается независимым изучением изотопов Sr в карбонатных раковинах морских организмов [11]. Ранее автор показал, что, начиная с середины кайнозоя, одновременно на континентах и в океанах происходил рост массы терригенного вещества в единицу времени [12].

В это же время за счет различных природных процессов заметно уменьшалась концентрация парниковых газов (прежде всего, CO₂ и водяного пара) в атмосфере, что тесно связано с проблемами оледенения.

Влияние горообразования на климат давно известно. Воздымание региона на несколько километров приводит к доминированию сухого холодного климата, благоприятного для формирования ледников, особенно в полярных широтах. Благодаря активной циркуляции атмосферы такой климат быстро распространяется по площади. Эта точка зрения существует достаточно давно и, в частности, высказывалась К.К. Марковым [13].

Как известно, кайнозойская гляциоэра началась на границе эоцена и олигоцена континентальным оледенением Восточной Антарктиды. При этом первые признаки оледенения были отмечены в горах Гамбурцева и Трансантарктических, а более половины площади Антарктиды к концу эоцена представляло собой горную страну с высотами более 1000 м.

Следовательно, есть основания считать, что на Земле кайнозойское оледенение вызвано, прежде всего, неотектоническими поднятиями, причем распространение прогрессирующего похолодания сопровождалось аридизацией вследствие уменьшения содержания главного парникового газа – водяного пара. Этот вывод не противоречит известной роли космических факторов в развитии кайнозойского оледенения, однако указывает на то, что запуск и основные тренды развития этого процесса обусловлены собственно земными (геологическими) причинами, а космические факторы (колебания инсоляции и орбитальных параметров) играли важную роль в модулировании этих трендов.

Таким образом, данные по пелагическим районам Мирового океана позволяют подтвердить установленные для континентальных блоков тенденции возрастания неотектонической активности и интенсивности оледенения в плейстоцене. Происходившее при этом усиление поставки с суши в океан питательных веществ приводило к возрастанию первичной продукции, что сказалось на увеличении аккумуляции кремнистых илов в Мировом океане, а карбонатных илов – в Тихом и Индийском океанах. Снижение карбонатапокопления в неоплейстоцене Атлантики по сравнению с эоплейстоценом вызвано специфической генерации придонных вод, агрессивных к карбонатам, именно в этом океане.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-04-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // *Геохимия*. 2013. № 5. С. 387–395.
2. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане // *Геохимия*. 2014. № 4. С. 350–360.
3. Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах // *Геохимия*. 2016. № 3. С. 278–286.
4. Левитан М.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане // *Геохимия*. 2016. № 12. С. 1091–1103.
5. Левитан М.А. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // *Геохимия*. 2017. № 5. С. 413–428.
6. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
7. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 1949. 136 с.
8. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
9. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу-неогене. М.: Наука, 1992. 248 с.
10. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к постплейт-тектонике // *Вестник Российской академии наук*. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.
11. Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Bruhn F., Garden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte Ch., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 59–88.
12. Левитан М.А. Потоки терригенного вещества в Северную Атлантику в мелу-неогене и факторы эволюции терригенного процесса // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 3. С. 433–438.
13. Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960. 268 с.

Paleolithofacies maps for pelagic sediments of Neo- and Eopleistocene have been compiled in GEOKHI RAS. Then these maps have been studied by means of Ronov's volumetric method. As result, we revealed an increasing of accumulation of terrigenous and siliceous sediments during Pleistocene, and decreasing of carbonate accumulation.

Левитан М.А.

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

Накопление $C_{\text{карб}}$ на континентах и в океанах в позднем мезозое-кайнозое

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

Accumulation of C_{carb} within continents and oceans in the late Mesozoic-Cenozoic

Ключевые слова: углерод, карбонатные осадки, континенты, континентальные окраины, океаны, поздний мезозой, кайнозой

Пересчет данных А.Б. Ронова [1] на $C_{\text{карб}}$ по новой геологической шкале [2] показал, что на континентах основное значение для аккумуляции карбонатных осадков имели площади морских бассейнов. Высказана гипотеза, что для истории карбонатообразования в океанах ведущую роль играла поставка нутриентов с континентов.

В одной из своих работ по эволюции карбонатообразования в истории Земли В.Г. Кузнецов [3] указал на то, что в позднем мезозое-кайнозое карбонатные образования были представлены почти исключительно биогенными морскими и океаническими отложениями.

По нашим данным, суммарная величина интенсивности накопления (I) $C_{\text{карб}}$ в пелагических плейстоценовых осадках Мирового океана составляет 0.11×10^{21} г/млн. лет.

В монографии А.Б. Ронова [1] на 131 стр. помещена таблица 33, в которой приведены материалы об изменении во времени масс вулканогенных пород, CO_2 карбонатов и $C_{\text{орг}}$ в главных структурных зонах осадочной оболочки континентов и океанов (в 10^{20} г). Автор данных тезисов пересчитал помещенные в упомянутой таблице результаты по CO_2 карбонатов на $C_{\text{карб}}$ (массы и накопление в единицу времени) с учетом последней по времени шкалы геологического времени [2], оставив без изменения только верхнюю границу плиоцена по [1]. Полученные результаты показаны на табл. 1.

Осадочный чехол континентов и примыкающих шельфов, безусловно, по своей сути является остаточным, уцелевшим от выветривания и эрозии. Колебания масс эродированного материала для различных стратиграфических подразделений были заметно меньше, чем амплитуда масс сохранившихся осадков [4]. Осадочный чехол континентов и примыкающих шельфов, безусловно, по своей сути является остаточным, уцелевшим от выветривания и эрозии. Колебания масс эродированного материала для различных стратиграфических подразделений были заметно меньше, чем амплитуда масс сохранившихся осадков [4].

Таблица. Массы $S_{\text{карб}}$ (М, 10^{21} г) и массы $S_{\text{карб}}$ в единицу времени (I, 10^{21} г/млн. лет) в отложениях континентов, континентальных окраин и океанов

Стратиграфические подразделения	Континенты		Шельфы и континентальные склоны		Океаны	
	М	I	М	I	М	I
Плиоцен	0.14	0.038	0.35	0.095	0.80	0.216
Миоцен	0.81	0.046	1.64	0.093	2.07	0.117
Олигоцен	0.26	0.024	0.78	0.072	1.37	0.126
Эоцен	1.85	0.084	2.18	0.099	1.15	0.052
Палеоцен	0.46	0.046	0.40	0.040	0.46	0.046
Поздний мел	4.06	0.118	1.69	0.049	1.27	0.037
Ранний мел	3.17	0.070	1.80	0.040	0.50	0.011
Поздняя юра	2.04	0.109	0.92	0.050	0.22	0.012

Осадочный чехол континентов и примыкающих шельфов, безусловно, по своей сути является остаточным, уцелевшим от выветривания и эрозии. Колебания масс эродированного материала для различных стратиграфических подразделений были заметно меньше, чем амплитуда масс сохранившихся осадков [4].

Для океанических отложений их остаточный характер выражен гораздо сильнее из-за потерь в «захлопнувшемся» океане Мезотетис и в зонах субдукции. В посвященной этой проблеме статье [5] показано, что объемы (массы) сохранившихся океанических осадков экспоненциально возрастают от верхнеюрских к четвертичным. Масса отложений, поглощенных за это время в зонах субдукции (164×10^{21} г), исходя из последней геологической шкалы [2], вероятно, несколько превышает массу имеющихся пелагических осадков (140×10^{21} г) [5].

В разделе по глобальной геохимии углерода указанной монографии основное внимание А.Б. Ронов уделит сформулированному им *основному закону карбонатакопления* (для карбонатных отложений континентов), который гласит: «количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей» [1, стр. 129]. К сожалению, таким образом, интересная проблема фракционирования масс карбонатов между континентами и океанами в позднем мезозое-кайнозое осталась в монографии не рассмотренной.

На рисунке показано, в частности, распределение $I S_{\text{карб}}$ на континентах и в пределах континентальных окраин (по данным табл.), а также изменения площадей эпиконтинентальных морей (в % от общей площади континентов)

по данным А.Б. Ронова [6]. В позднем мезозое карбонатонакопление явно доминировало на континентах (с максимумом в позднем мелу), а в кайнозое оно четко смещается на континентальные окраины, где начиная с эоцена интенсивность накопления карбонатов постоянно превышает этот параметр на континентах. Интересно, что в целом формы обеих кривых очень похожи. Это обстоятельство подтверждает указанное выше мнение А.Б. Ронова о том, что денудация континентов не нарушила основных количественных закономерностей эволюции карбонатонакопления на них (т.к. континентальные склоны практически не подвергались субаэральной эрозии). При этом кривая изменения площади эпиконтинентальных морей очень похожа на кривую изменения $I C_{\text{карб}}$ на континентах (с теми же промежуточными максимумами в эоцене и миоцене, например), что подтверждает основной закон карбонатонакопления для континентов в части связи с морями. Представляется, что эта связь карбонатонакопления с эпиконтинентальными морями абсолютно закономерна, т.к. отлагались именно морские биогенные осадки. В условиях парникового климата позднего мезозоя и неглубоких морей морские карбонатконцентрирующие организмы первыми (по сравнению с континентальными окраинами и, тем более, с океанами) получали с суши необходимые для своего развития питательные вещества (прежде всего, фосфаты и нитраты, а также Са и CO_2 , необходимые как для биоминерализации, так (CO_2) и для фотосинтеза).

Переход основных объемов карбонатов с континентов на континентальные окраины совпал со сменой талассократической эпохи в развитии континентов на геократическую. Изменения концентрации CO_2 в атмосфере и аккумуляция карбонатного углерода на континентах в позднем мезозое-кайнозое напрямую, возможно, не связаны. Тесную корреляцию масс вулканических пород и масс CO_2 карбонатных пород на континентах, вероятно, можно объяснить приуроченностью вулканитов к тем же стадиям тектонических циклов, когда доминировали погружения с развитием эпиконтинентальных морей, а не эманацией вулканогенного CO_2 .

В океанах продуктивность зависит, главным образом, от сноса питательных веществ с континентов в океан и их последующей поставки в эвфотическую зону. Необходимый для строительства скелетных элементов «строительный материал» планктонные организмы извлекают из морской воды вне зависимости от степени ее насыщения по отношению, например, к кальциту. Разбавление литогенным веществом сказывается, главным образом, в гемипелагической зоне седиментации, ближе к континентам. Кремненакопление в этом плане является конкурентом карбонатонакопления лишь в некоторых районах. После смерти карбонатконцентрирующих организмов они оседают в водной толще и на этом этапе седиментации в большей степени начинают действовать химические законы растворения биогенного карбоната кальция под действием морской воды. Глубина карбонатной компенсации (CCD) – это

глубина дна, ниже которой осадки не содержат карбонатов совсем. Теоретическая кривая изменения положения CCD за последние 100 млн. лет [7] указывает на стабильное положение CCD со 100 до 38 млн. лет на уровне 3500 м, затем довольно резкое опускание за 2 млн. лет до 4100 м, потом – плавное погружение до 4200 м к 5 млн. лет, наконец, резкое погружение до 4900 м к современному этапу. В течение позднего мезозоя-кайнозоя постоянно происходило увеличение средней глубины дна океана за счет возникновения и эволюции внутриплитных поднятий. Поэтому площадь дна, расположенного выше CCD, увеличивалась, что даже при постоянном потоке карбонатов на дно вело к увеличению интенсивности их накопления.

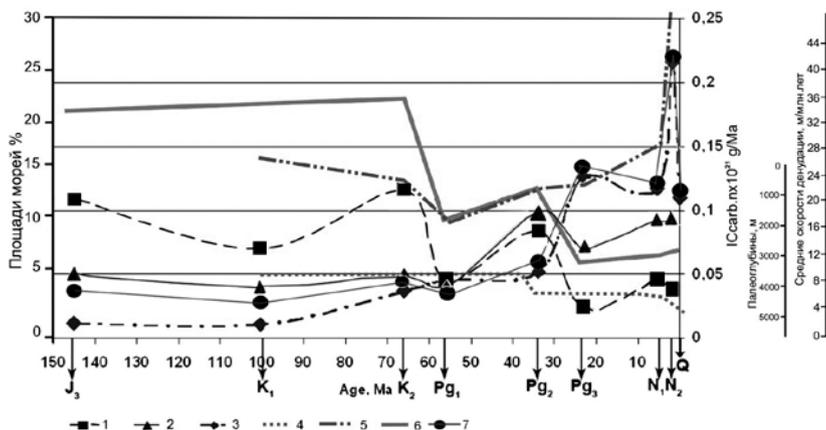


Рисунок. Изменения $I_{C_{карб}}$ на континентах и в океанах в позднем мезозое-кайнозое. Условные обозначения: 1 – континенты; 2 – континентальные окраины; 3 – океаны; 4 – CCD; 5 – скорости денудации [4]; 6 – площади морей [6]; 7 – гипотетический график $I_{C_{карб}}$ во всем осадочном чехле океанов.

При прочих равных условиях, чем древнее рассматриваемые отложения, тем больше должна быть разность между $I_{C_{карб}}$ для всех осадков и для их сохранившейся части. Естественно, надо учесть модельный график эволюции CCD (рис.), изменения средней глубины океана за счет возникновения и эволюции внутриплитных поднятий, а также график средней скорости денудации континентов (рис.), который опосредованно свидетельствует о поставке питательных веществ в океан.

Основываясь на приведенных соображениях, автор предлагает сугубо гипотетический график изменения $I_{C_{карб}}$ для всего (в том числе и субдуцированного) осадочного чехла океанов, который носит

предварительный и качественный характер (рис., пунктирная линия).

Из этого графика следует, что с поздней юры по эоцен включительно в Мировом океане карбонатонакопление развивалось достаточно слабо, с небольшими флуктуациями, а с олигоцена происходит резкая интенсификация данного процесса, достигшая максимума в плиоцене. Само углубление CCD в кайнозой, вероятно, в значительной степени обусловлено ростом потока биогенных карбонатов на дно. Последнее углубление в плиоцен-четвертичное время, по нашему мнению, связано с соответствующей фазой неотектонической активности на континентах, принесшей возросшие потоки и терригенного материала, и питательных веществ. Некоторое уменьшение $I C_{\text{карб}}$ в миоцене и сильное падение значения этого параметра в плейстоцене связаны с динамикой генерации придонных вод, растворявших карбонаты, в связи с развитием кайнозойского оледенения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.
2. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1176 p.
3. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
4. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет // Изв. АН СССР, сер. геол. 1986. № 1. С. 3–11.
5. Hay W.W., Sloan J.S., Wold C.N. Mass/Age Distribution and Composition of Sediments on the Ocean Floor and the Global Rate of Sediment Subduction // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B12. P. 14933–14940.
6. Ronov A.B. Phanerozoic Transgressions and Regressions on the Continents: A Quantitative Approach Based on Areas Flooded by the Sea and Areas of Marine and Continental Deposition // Amer. J. Sci. 1994. V. 294. P. 777–801.
7. Tyrrell T., Zeebe R.E. History of carbonate ion concentration over the last 100 million years // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. № 17. P. 3521–3530.

Recalculation of Ronov's [1] data according to new geological scale [2] confirmed his idea that amount of accumulated carbonates on continents depends of sea areas. We propose the probable connection of accumulated ocean carbonates to nutrients supplied from continents.

Маленкина С.Ю.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: maleo@mal.ru)

Микробные постройки нижнемеловой фосфатно-сидеритовой плиты в г. Дзержинский (Московская область)
Malenkina S.Y.

(Geological institute (GIN) RAS, Moscow)

Microbial buildings of the Lower Cretaceous phosphate-siderite pavement in Dzerzhinsky (Moscow region)

Ключевые слова: микробалиты, нижний мел, фосфориты, сидериты, Котельники

Микробные постройки нижнемеловой фосфатно-сидеритовой плиты изучались в песчаных карьерах близ г. Дзержинска (Московская область) в 2006 и 2012–16 гг. Плита и включенные в нее фосфатные желваки содержат фосфатизированные ядра аммонитов *Riasanites* spp. (зоны *Riasanites rjasanensis*). Необходимо уточнить возраст формирования самой плиты, поскольку желваки и ядра могли быть сформированы раньше. Седиментационные обстановки ее формирования остаются не до конца реконструированными и требуют дальнейшего исследования.

Чаще всего в Москве (например, в Крылатском, Кунцево, Коломенском) и ее ближайших окрестностях сразу выше кровли юрских отложений, наблюдаются единичные фосфоритовые конкреции, рассеянные или же образующие скопления и прослои, часто со следами окатывания, считающиеся аллохтонными, переотложенными из рязанских (берриас) в готеривские песчаные отложения вследствие размыва [1]. В этих конкрециях часто присутствуют аммониты *Riasanites* spp., *Surites* spp. и др. зоны *Riasanites rjasanensis*. В юго-восточном направлении от Москвы, примерно начиная с Лопатинского рудника (около 90 км) и далее в сторону Рязанской области [2] фосфоритовые конкреции сцементированы фосфатным цементом в так называемые плиты, которые считаются автохтонными конденсированными образованиями, отложенными в рязанское время. На территории лежащей между Москвой и Лопатинским рудником, в современных палеогеографических реконструкциях [3], плита отсутствует, нередко считается, что рязанские отложения там вообще не сохранились. Однако в непосредственной близости от Москвы к юго-востоку имеется разрез, в котором наблюдается подобная плита, но довольно необычная. Она необычна как по своему строению, так и по составу и резко отличается от других подобных разновозрастных образований, в том числе и от находящихся в разрезах Лопатинского рудника. Это разрез Люберецкого ГОКа (или широко известный разрез Котельники [1]) в окрестностях г. Дзержинский Московской области. В описаниях предшественников ее присутствие не отмечалось. Вероятно, она имеет линзовидное строение и встречается не повсеместно, так как нами

наблюдалось ее полное выклинивание в одном из обнажений. В 2006 г. в одном из песчаных карьеров ГОКа (у мкр. Силикат) и позже в 2012–2016 гг. в другом (большом Люберецком карьере) нами наблюдался следующий разрез. Прямо на верхневолжских белых, в верхней части ожелезненных, кварцевых песках с ходами *Scolithos* зоны *Craspedites nodiger*, залегал горизонт плотно сгруженных рыхловатых осветленных фосфатных желваков, сцементированных железисто-фосфатным цементом (рис.).

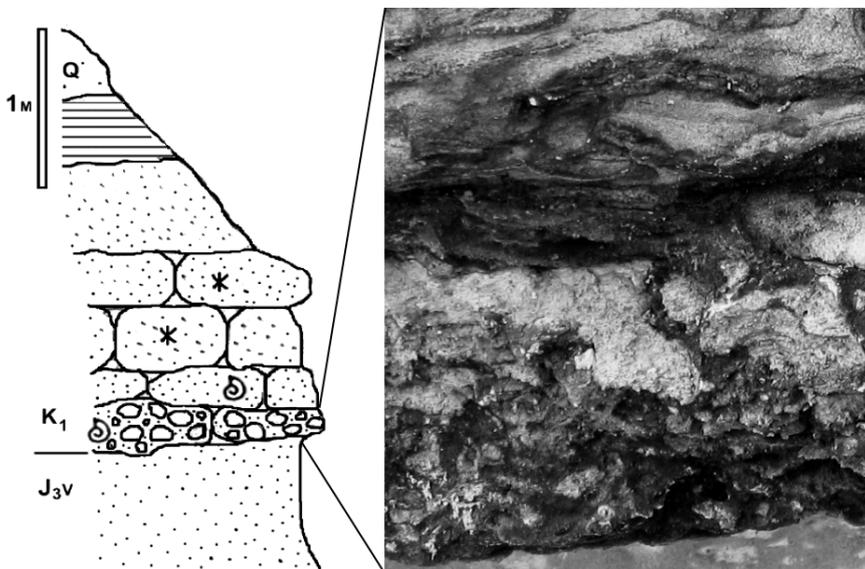


Рисунок. Положение в разрезе и внутреннее строение нижнемеловой фосфоритовой плиты с микробальными постройками.

Цвет желваков от светло-серого до желтовато- и коричневатого-серого. Форма их различна, от остроугольной до округлой, размер также неодинаков (от долей 1 см до 15 см). Желваки по составу представляют собой преимущественно мономинеральные кварцевые песчаники с фосфатным и фосфатно-сидеритовым цементом. Насыщенность плиты желваками варьирует по простиранию. Мощность ее 0.05–0.18 м. В ней содержатся фосфатные и сидеритовые ядра аммонитов *Riasanites* spp. и *Surites* spp. плохой сохранности, также эти аммониты имеются и в крупных фосфатных конкрециях. Сохранность имеющихся ядер в плите пока не позволяет однозначно трактовать возраст ее формирования. Возможно, они аллохтонны, хотя, по крайней мере, часть фосфатных желваков включенных в плиту имеют признаки автохтонности. Иногда они явно не подвергались дальнему переносу, а лишь сгруживались на месте, т.е. есть вероятность, что плита или ее часть все-таки рязанского возраста. Участками плита

(также как и включенные в нее желваки) имеет довольно сложное строение, вероятно обусловленное многостадийностью формирования. Некоторые из конкреций обнаруживают слоистые биоседиментационные структуры нарастания характерные для микробиальных построек и соответствующую форму (куполов, многослойных корок, желвачков и их фрагментов) (рис.). Вероятно, они являются желваковыми строматолитами. Некоторые из них, возможно, захоронены в осадке не в первоначальном положении, а наклонены, либо перевернуты. Вмещающий матрикс также, как правило, представляет собой чередование рыжих, бурых, до черного фосфатных, железисто-фосфатных, железисто-марганцевых по составу слоев или ламин, связывающих поверхность песчаного осадка, агглютинирующих зерна, скрепляющих воедино желваки. Налицо явные признаки широкого развития микробиальных пленок на поверхности осадка, местами они даже образуют подобие пластовых строматолитов. Индивидуальные ламины видимо порождались динамическим равновесием между периодами частых аккреций осадка и прерывистой литификацией цианобактериальных матов, характеризующейся формированием латерально протягивающихся слоев микрита в поверхностных биопленках, аналогично описанным в Атласе [4], текстуры их также очень схожи. Кроме того, наличие «аноксидных» аутигенных минералов, таких как пирит (и продукты его разложения), сидерит, анкерит, железистый доломит рассматривается как дополнительное доказательство присутствия микробиальных матов при формировании песчаных осадков. Формирование самой плиты видимо происходило либо в осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, либо субоксидных или даже аноксидных, возможно локально, ниже границы раздела вода-осадок или же под верхним активным слоем микробиального мата, где протекала дегградация и переработка органического вещества отмирающего микробиального мата и сульфат редукция, а затем произошла оксидизация, что повлекло за собой массовое осаждение гидроксидов марганца и железа.

Все это указывает как на необходимость дальнейшего детального изучения данного разреза и каменного материала прецизионными методами, так и поиск новых обнажений на указанной территории, поскольку от этого зависит точность палеогеографических реконструкций и карт, а также в целом полнота наших знаний о строении меловых отложений региона.

Выводы:

1. Установлено существование фосфоритовой плиты в карьерах Люберецкого ГОКа на границе волжского региояруса верхней юры и готеривских отложений нижнего мела.

2. Плита и фосфатные желваки, включенные в нее, содержат фосфатизированные ядра аммонитов *Riasanites* spp. (зоны *Riasanites rjasanensis*).

3. Необходимо уточнить возраст формирования самой плиты, поскольку желваки могли быть сформированы раньше.

4. Возможно, она формировалась одновременно или близко по времени с плитами рязанского возраста Лопатинского карьера и Рязанской области на что указывает широкое развитие микробиальных образований, как в плите, так и в виде желваков, т.е. возможная непрерывность их существования.

5. Седиментационные обстановки ее формирования остаются не до конца реконструированными и требуют дальнейшего исследования.

6. Для уточнения палеогеографической обстановки в целом необходимо детально изучить и другие разновозрастные разрезы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание // М.: Недра, 1971. 742 с.
2. Митта В.В. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) Центральной России // Стратигр. Геол. корр. 2007. Т. 15. № 2. С. 80–92.
3. Барабошкин Е.Ю. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // А.Ф.Морозов (Ред.). 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы / Серия аналитических обзоров "Очерки по региональной геологии России". Вып.1, М.: Геокарт, 2005. С. 201–232
4. Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record / Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.O. et al. (Eds). Elsevier, 2007. 311 p.

Microbial buildings of the Lower Cretaceous phosphate-siderite pavement were studied in sand quarries near Dzerzhinsky town (Moscow Region) in 2006 and 2012–2016. The pavement and included phosphate nodules contain phosphatized ammonites (*Riasanites* spp. of the *Riasanites rjasanensis* zone). It is necessary to clarify the age of the formation of the pavement itself, since the nodules could have been formed earlier. The sedimentary conditions of its formation remain not completely reconstructed and require further investigation.

Мартынович Н.В.

(Музей Мирового океана, Калининград, e-mail: martynovichn@mail.ru)

Зубы ископаемых акул в железо-марганцевых конкрециях из фондов Музея Мирового Океана

Martynovich N.V.

(Museum of the World Ocean, Kaliningrad)

Teeth of fossil sharks in iron-manganese nodules from the collections of the Museum of the World Ocean

Ключевые слова. Ископаемые, ламноидные акулы, Индийский океан, *Isurus*, *Lamna*, *Striatolamia*, *Carcharodon*, палеоген, неоген.

В научный оборот водится информация о коллекции зубов ископаемых, палеоген-неогеновых акул в железо-марганцевых конкрециях из фондов Музея Мирового океана, обнаруженных в 2005 и 2009 гг. в центральном районе Индийского Океана в районе гор Афанасия Никитина. Конкреции с зубами были подняты в ходе совместной Российско-Индийской экспедиции на научно-исследовательском судне "Академик Борис Петров". Указаны роды пелагических ламнообразных акул *Isurus*, *Lamna*, *Striatolamia*, *Carcharodon*.

Одно из ранних упоминаний о железо-марганцевых конкрециях (далее – ЖМК) как геологических образованиях, можно отнести к курьезным, и касается оно особой формы почвенных конкреций, названными автором публикации «buckshotgravel», то есть “гравий, подобный крупной дробь”. Дал его англичанин Лихардт в своей книге “Сухопутные экспедиции от Мортон-Бэй в порт-Эссингтоне” в связи с охотой на уток, которые «оккупировали большие пруды у ручья, но (когда дробь закончилась – Н.М.) маленькие ожелезненные камешки («buckshotgravel»), которые мы использовали в качестве дробы, были недостаточно тяжелыми, чтобы убить даже утку”(Liechhardt, 1847, цит. по [1. 2]).

Общеизвестно, что полиметаллические конкреции были открыты в конце XIX века (1868) в Карском море, в арктических водах у сибирских берегов. Открытие морских ЖМК практически во всех океанах мира связано с первой, трехлетней, океанографической экспедицией парусно-парового корвета «Челенджер» в 1872–1876 гг. Глубоководные конкреции, впервые обнаруженные 8 февраля 1873 года примерно в 300 км к юго-западу от острова Ферро из Канарской группы островов были описаны Мурреем и Ренардом [3]. В ходе этих исследований было отмечено, что в ЖМК встречаются органические остатки, в том числе нередко зубы акул, четвертичного и неогенового (миоцен-плиоценового) возраста [4].

Результаты этого плаванья были настолько уникальны, что они сформировали понимание природы марганцевых конкреций на протяжении более 80 лет. Однако реальные представления о формировании и

распространении ЖМК были получены только во второй половине XX-го века, с применением подводной фото-и кинофиксации, а также усовершенствованием методов подъёма глубоководных осадков. Этими исследованиями было установлено, что железо-марганцевые конкреции формируются преимущественно в пелагической области океанов и практически отсутствуют в приконтинентальных зонах.

Большое количество конкреций, отображающих широкий спектр их морфологии и внутренней структуры, были извлечены из Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Эти шаровидные образования состоят из концентрических полос железомарганцевых окислов вокруг таких разных ядер, как пемза, коралл, фосфоритовые конкреции, вулканический пепел, обломки горных пород, порожденные ледником, ушные кости дельфинов, акулы зубы и даже космические гости – метеориты [5, 6].

Конкреции, химический состав которых на 35-30% состоит из марганца, 10–12% из железа, на 0.3–1.5 из кобальта; и на 1–1.5 из меди, образуются в местах с очень низкой скоростью осадконакопления на больших глубинах (средняя скорость образования – 1–10 мм в 1 тыс. лет) и таким образом формируются поля объектов на поверхности океана, в том числе древних, ископаемых. Поля эти представляют собой ровные участки дна, покрытые сферическими шариками конкрециями, с очень высокой плотностью. Глубина самых насыщенных полей ЖМК – от 3000 до 5000 м, а концентрация этих шарообразных стяжений может быть такова, что они покрывают до 70% поверхности океанического дна.

Вот как описывает траление подобного участка А.И. Савилов, работавший на борту НИС «Витязь» в ходе 34 рейса, во время исследования тропической зоны Тихого океана между 160° в.д. и 140° з.д.: «Станция № 5055. 08 сентября 1961 г. Первое траление. Гл – 5540 м. Трал принес большое количество железо-марганцевых конкреций в красном илу. Основа грунта – красная глина с радиоляриями. ... Конкреции покрывают значительную площадь выровненного дна. Частично оно покрыто плитами (толщиной до 1 см, белыми на изломе) из сильно уплотненных радиолярий. Плитки очень плотные. Часто сцементированы с костями животных и зубами крупных акул. Количество зубов акул очень велико. На поверхности плит, свободных от рыхлых донных осадков, особенно на выступающих частях, образованных упавшими костями животных и зубами акул (размером от 1 до 8 см), черный шероховатый налет черных конкреций. Интересно отсутствие осадков. Поверхность похожа на кладбище. Рассыпанные на поверхности дна кости животных сцементированы радиоляриевым илом и черными железо-марганцевыми конкрециями. Кости окрашены в красно-коричневый цвет. Проходящие над дном течения препятствуют заилению поверхности дна и упавшие на дно, и рассыпавшиеся скелеты остаются лежать открытыми»[7].

Зубы погибших акул захораниваются вершинкой вниз, поэтому

«обрастать» веществом ЖМК зуб начинает с корневой части, на которой дентин очень быстро разрушается. Иногда на зубах развиваются два центра образования ЖМК, после того как зубы бывают перемещены, переотложены [8].

В основном фонде Музея Мирового океана есть 53 подобных образца, собранные в 2005 и 2009 гг. в центральной части Индийского океана, в районе гор Афанасия Никитина драгами НИС «Академик Борис Петров» в ходе направленной совместной Российско-Индийской экспедиции. Все они образованы зубами ламноидных акул, отличающихся пелагическим образом жизни. Предположительный возраст по сохранности – неогеновый (миоцен-плиоценовый), поскольку все образцы черного цвета, в той или иной степени покрытые коркой конкреций. Более поздние, четвертичные зубы акул, как правило, светлые, молочного цвета, без минерального цементирующего и коркового вещества и без малейших следов окатанности (например, [8, 9]).

Систематический обзор

Класс Chondrichthyes Хрящевые рыбы

Подкласс Elasmobranchii Эласмобранхии

Надотряд: Selachomorpha, Selachioidei Акулы

Отряд Lamniformes Ламновые акулы

Семейство Carcharhinidae Кархариновые

Род *Lamna* sp.

Всего в коллекции с конкрециями 5 зубов, отнесенных к данному роду. Все они собраны в 2005 г. и определены И.А. Второвым, а затем переданы в ММО в 2009 г. Размеры образцов – от 38x30 до 28x20 мм.

Род *Striatolamia* sp.

Всего в коллекции – 7 зубов, отнесенных к данному роду. Размеры образцов – от 40x50 мм до 25x20 мм. Все образцы были обнаружены в Центральном районе Индийского океана, три переданы В.И. Сухоруком, а четыре – И.А. Второвым.

Род *Isurus* sp.

Всего в коллекции – 17 образцов, семь были переданы В.И. Сухоруком и десять И.А. Второвым. Размеры зубов в ЖМК – от 32x18 до 45x40 мм. Род *Isurus* – объединяет два современных вида акул – акулу-мако (*Isurus oxyrinchus*) и длинноплавникового мако (*Isurus paucus*), а также несколько вымерших форм. Зубы этих акул длинные, острые, без пильчатого края.

Род *Carcharodon* sp.

В коллекции 24 экземпляра, размеры в ЖМК крупные – от до 80x100 мм, в среднем 90x90 мм. *Carcharodon* – род, включающий, современную белую акулу (*C. carcharius*), и, пожалуй, самую известную из ископаемых акул – мегалодона (*C.(Carcharocles) megalodon*). Род характеризуется широким распространением в палеоген-неогене. Фоссильные зубы хорошо

диагностируются не только размером, но почти равнобедренно-треугольной формой и пильчатым краем.

Большинством авторов принимается, что на протяжении всего третичного периода среди господствующей группы ламноидных акул существовали следующие роды: *Odontaspis*, *Lamna*, *Isurus*, *Carcharodon* и *Alopias*. В период заката ламноидных акул, т.е. в настоящее время, в океанах присутствуют следующие их роды: *Odontaspis* (песчаные акулы), *Carcharodon* (белая акула), *Lamna* (сельдевые акулы), *Isurus* (акулы-мако), *Alopias* (акулы-лисицы) и акула-домовой, *Mitsukurina*, единственный представитель одноименного семейства. В период расцвета в палеогене и неогене число родов, было, вероятно, то же, что и в настоящее время, когда угасшая группа составляет всего 5% от известных видов акул, при этом каждый род включал большое число видов.

Таким образом, в небольшом музейном собрании, заключенных в железо-марганцевые конкреции зубов акул представлены основные, широко распространенные, роды мировой фауны этих рыб палеоген-неогенового времени. Коллекция интересна и тем, что объединяет палеонтологические объекты, иллюстрирующие историю пелагических ламноидных акул, которые являются еще и уникальными геологическими экспонатами, рожденными в ходе тысячелетних геохимических процессов в придонных глубинах Мирового Океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bryan W.H. Soil nodules and their significance // Sir Douglas Mawson Anniversary Volume / M.F. Glaessner, Rudd E.A. (Eds.). University of Adelaide, Adelaide, 1952. P. 43–53.
2. Glassby G.P. Historical introduction // Marine manganese deposits / G.P. Glassby (ed.). Elsevier Oceanography Series. 1977. P. 1–11.
3. Murray J., Rennard A.F. Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872-1876: Deep-sea deposits // "Challenger" Reports / C. Wyville Thomson (ed.). H.M. Stationery Office, London, 1891. 525 p.
4. Stevensen J.S., Stevensen L.S. Manganese nodules from the Challenger expedition at Redpath Museum // The Canadian mineralogist. 1970. V. 10. No 4. P. 599–615.
5. Bonattii E., Nayudu Y.R. The origin of manganese nodules of the ocean floor // American Journal of Science. 1965. V. 263. P. 17–39.
6. Jedwab J. Cosmic dust in manganese nodules // Meteoritics. 1975. V. 10. № 3. P. 191–207.
7. Савилов А.И. Неопубликованный дневник 34 рейса Витязя. Фонды Музея Мирового океана. 1961.
8. Ищенко В.В., Гулий В.Н., Кульчицкий Я. О. Зубы акул в железо-марганцевых конкрециях донных осадков Северо-Восточной котловины

Тихого океана// Палеонтологический сборник. 1968. № 63. С. 40–47.

9. Беляев Г.М., Гликман Л.С. Массовые находения зубов акул на дне Тихого и Индийского океанов // Проблемы стратиграфии кайнозоя: Докл. Сов. Геол. На 22 сессии Международн. Геол. Конгресса. М: Недра, 1965. С. 74–79.

In the scientific revolution usual information about the collection of fossil teeth of paleogene-neogene sharks in iron-manganese nodules from funds of the Museum World Ocean (Kaliningrad) found in 2005 and 2009 in the central area of the Indian Ocean in the region of the Afanasy Nikitin`s montains. Specified genera *Isurus*, *Lamna*, *Striatolamia*, *Carcharodon*.

Матлай Л.М.

(Институт геологических наук НАН Украины, Киев, e-mail:
lidijamatlaim@gmail.com)

Известковый наннопланктон мезозойских отложений Крымского континентального склона

Matlaj L.M.

(Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kiev)

Calcareous nannoplankton in Mesozoic deposits of the Crimean continental slope

Ключевые слова: известковый наннопланктон, юра, барем-апт, альб, коньяк-сантон, кампан-маастрихт, континентальный склон, Крым.

На Крымском континентальном склоне по известковому наннопланктону определены отложения синемюр – плинсбаха, нижнего байоса – верхнего оксфорда, титона, барем – апта, альб – нижнего сеномана, коньяк – сантона и кампан – маастрихта.

В результате многолетних экспедиционных работ, которые осуществлялись на судах «Академик Вернадский», «Профессор Водяницкий», «Киев», «Ихтиандр», «Владимир Паршин» и других, установлены выходы коренных пород юры и мела на Крымском континентальном склоне Чёрного моря. Их литолого-петрографическое изучение проводилось Ю.И. Иноземцевым, Ю.Ю. Оровецким, а биостратиграфическое – Д.М. Пятковой, Л.Ф. Плотниковой, С.И. Шуменко, Г.П. Калиниченко и другими [1–2].

Наиболее древними отложениями мезозоя на континентальном склоне являются породы таврической серии (верхний триас – нижняя юра), выявленные в коренном залегании на Алуштинском и Судакском участках склона на глубинах 262–1254 м и в районе Ломоносовского подводного массива [2]. По известковому наннопланктону отложения нижней юры установлены только на Алуштинском участке континентального склона (рис. 1, 2) [1] на глубине 1273 м (ст. 6351). Они представлены глинистыми сланцами, в которых обнаружено зональный вид синемюр – плинсбаха *Mitrolithus elegans* [3]. В большинстве проб из образцов, поднятых драгированием на других станциях, известкового наннопланктона не выявлено, что не опровергает вывода о более широком распространении пород «таврической серии» на этом участке склона [1, 2].

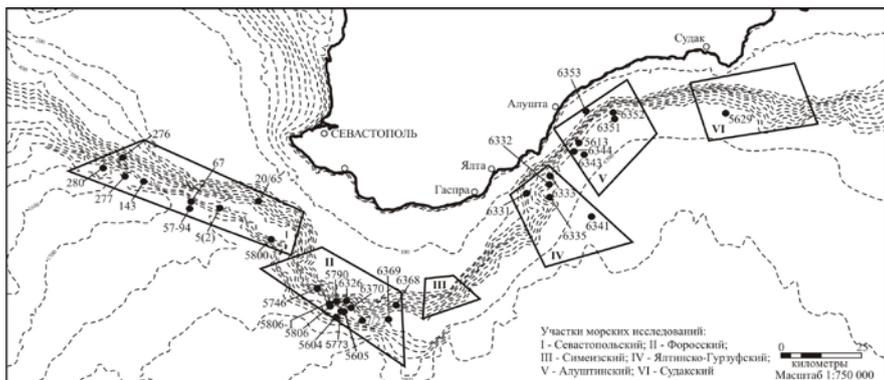


Рисунок 1. Схематическая карта расположения станций на Крымском континентальном склоне Чёрного моря (составлена И. Шураевым).

Среднеюрские отложения установлены на Ялтинско-Гурзуфском участке континентального склона (рис. 1, 2) [1] на глубинах 912–1254 м (станции 6332, 6335). Они представлены тёмно-серыми тонкозернистыми песчаниками, мергелями, гравелитами и туфами. Раннебайосский возраст этих пород определено по присутствию в них зональных видов наннопланктона *Watznaueria britannica* и *Triscutum sullivanii* [3]. На Форосском участке [1] отложения нижнего байоса – верхнего оксфорда выявлены на глубине 1757 м (ст. 5604-гл/5), где представлены мергелистыми слоистыми аргиллитами с комплексом характерных видов наннопланктона: *Watznaueria britannica*, *Lotharingius crucicentralis*, *Stephanolithion* sp. [3]

Верхнеюрские образования встречаются в пределах Ялтинско-Гурзуфского участка континентального склона [1] на глубинах 942–1452 м (станции 6343, 6344). Они представлены тёмно-серыми песчанистыми аргиллитами, которые содержат фораминиферы, пиритизированные ядра гастропод и пеллеципод, иглы морских ежей, единичные раковины остракод [1]. По известковому наннопланктону в этих отложениях определены породы не моложе позднего оксфорда и титона (рис. 2) [3].

К нижнему мелу по известковому наннопланктону отнесены отложения барем-апта и альба. Барем-аптские отложения развиты в пределах Форосского участка континентального склона [1] на глубинах 756–1784 м (станции 20/65, 5862). Они представлены массивными неслоистыми известняками, с зёрнами пирита, и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, с примесью алевролита и отпечатками пелелипод. Охарактеризованы зональными видами наннопланктона баррем – раннего апта *Nannoconus* aff. *aquitanicus* и баррем – позднего апта *Nannoconus* aff. *wassalii*. На Судакском участке барем – аптские песчаники и алевролиты встречены на глубине 1199 м (ст. 5629). В них определены зональные виды *Nannoconus kamptneri kamptneri* и *Broinsonia matalosa*. Альбские отложения установлены на Форосском участке континентального склона [1] на глубинах 600-1784 м (станции 327, 5746, 5800, 5806, 5862, 6368 - 6370). Они представлены в основном терригенно-глинистыми породами, охарактеризованными фораминиферами, гастроподами, пелелиподами, спикулами губок, растительными остатками [2]. Позднеальбский – реннесеноманский возраст отложений датирован по присутствию в них зональных видов наннопланктона *Zeugrhabdotus xenotus* и *Eiffellithus turrisieffellii* (субзона NC10a зоны NC10 [4]), что подтверждается и данными Л.Ф. Плотиновой, определившей позднеальбский возраст этих пород по фораминиферам [5], и редкими находками в них пелелипод *Exogira arduennensis* (по определению А.В. Иванникова) [2].

Верхнемеловые образования по известковому наннопланктону представлены породами коньяк-сантона и кампан-маастрихта (рис. 2).

Коньяк-сантонские отложения встречены только в пределах Форосского выступа континентального склона (Форосский участок) [1] на глубине 1758 м (ст. 327). Представлены они светло-серыми карбонатными пелитоморфными известняками, вмещающими зональные виды наннопланктона *Arkhangelskiella confusa* и *Helicolithus compactus*. Кампан-маастрихтские отложения развиты на Севастопольском, Форосском и Судакском участках континентального склона [1] на глубинах 1199–1757 м (станции 280, 5604, 5605, 5629, 5753). Они представлены светло-серыми известняками, пелитоморфными, скрытозернистыми, мраморовидными, участками окремнелыми и перекристаллизованными, и мергелями карбонатными, крепкими, с редкими чешуйками слюды. По наличию в них зональных видов *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus eximius*, *Orastrum campanensis*, *Lithastrinus grillii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Tortololithus hallii*, *Saepiovirgata biferula* определяется наннопланктонная зона UC15 [4] в объёме среднего-позднего кампана на юго-востоке и позднего кампана - юго-западе континентального склона. На Ломоносовском подводном массиве (Севастопольский участок) [1] кампан-маастрихтские породы установлены в образцах светло-серых конгломератов, поднятых драгой с глубины 1271 м (ст. 280). Они состоят из мелкой гальки на рыхлом

карбонатном цементе. Кампан-маастрихтский возраст этих отложений определён по присутствию зональных видов наннопланктона *Arkhangelskiella cymbiformis* и *Reinhardtites levis*.

Коренные выходы вулканогенно-терригенных пород юры, известняков баррем-апта, песчаников и мергелей альба, мелоподобных известняков и мергелей турон-маастрихта были установлены на Синопском и Сакарьянском участках южного континентального склона Чёрного моря в пределах экономической зоны Турции [6]. Однотипность разрезов континентального склона Крыма и Турции свидетельствует о синхронности геологического развития северной и южной частей Черноморской впадины в мезозойское время.

Стратиграфическая корреляция нефтегазоносных горизонтов шельфа Чёрного моря с осадочными толщами в пределах континентальной окраины необходима для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оровецкий Ю.Ю. Основные черты геологического строения и геологической истории континентального склона Крыма в мезо-кайнозой. Автореферат дис. на соиск. науч. ст. канд. геол.-мин. наук. К., 1992. 20 с.
2. Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В., Парышев А.А. Стратиграфия осадочных пород континентального склона Крыма // Геол. жур. 2010. № 2. С. 21–31.
3. Матлай Л.М. Известковый наннопланктон юрских отложений Крымского континентального склона Чёрного моря // Геологические науки - 2014. Материалы всероссийской научно-практической конференции. 10-12 апреля 2014 г. Саратов: СО ЕАГО, 2014. С. 49–51.
4. Bown P. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. London: Chapman and Hall, 1998. 318 p.
5. Геологические исследования Черного моря / Гл. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: ОМГОР ННПМ НАН Украины, 2007. 82 с.
6. Шнюков Е.Ф., Григорьев А.В., Маслун Н.В. и др. Мезозойские и кайнозойские отложения южного континентального склона Черного моря // Геол. журн. 1991. № 2. С. 123–129.

On the Crimean continental slope, calcareous nannoplankton are revealed in the deposits of the Sinemurian – the Plinsbachian, the Lower Bajocian – the Upper Oxfordian, the Tithonian, the Barremian – Aptian, the Albian – the Lower Cenomanian, the Coniacian – Santonian and the Campanian – Maastrichtian.

Мелик-Адамян Г.У.

(Институт геологических наук, НАН РА, Ереван, hmelik-adamyan@mail.ru)

Достигала ли акчагыльская трансгрессия территории Армении?

Melik-Adamyan H.H.

(Institute of Geological sciences, NAS RA, Yerevan)

Did the akchagyl transgression reach the territory of Armenia?

Ключевые слова: акчагыльская трансгрессия, моллюски, миграционная активность, гидрографическая сеть, Армения

В результате всестороннего анализа имеющихся фактологических материалов биогеографической, палеоэкологической ситуации полностью отрицает наличие акчагыльских морских моллюсков *Avimactra subcaspia*, *Cardium dombra*, и др. в скважине 12 мармашен в сев. Армении, в скважине 2 Норакерт и скважине 4 Цовк на юго-восточном побережье оз.Севан, указанных Ю.В. Саядяном и Е.Х. Харазьяном.

Согласно последним представлениям, акчагыльский региоярус Восточного Паратетиса (1.82–3.58 МА) охватывает пьяченцкий региоярус верхнего плиоцена и гелазийский ярус (1.82–2.58 МА) нижнего квартала от нижней границы прямомагнитной ортозоны Гильберт в 3.58 МА до верхней границы прямомагнитной субзоны Олдувей –R ортозоны Матуяма и в свою очередь подразделяется на 3 региояруса, или горизонта [1–3]. При этом граница инверсий Гаусс- Матуяма совпадает с границей урдинских и узонских подгоризонтов среднего акчагыла. За очень длительный промежуток изоляции бессточное Каспийское море вдвое-втрое увеличилось в размерах: от малого акчагыла, или малоакчагыльской трансгрессии, уже приблизительно 3 млн.лет назад занимавшего территорию прикопетдагской Туркмении, до максимальной среднеакчагыльской трансгрессии (великий акчагыл) на рубеже 2,5МА, когда уровень озерного каспийского бассейна поднялся до абсолютных отметок 80–90 м [4].

В Закавказье великая акчагыльская трансгрессия доходила узким заливом по Куринской впадине до окрестностей г. Тбилиси [5]. Юго-западный береговой контур максимальной среднеакчагыльской трансгрессии, фиксируемый наибольшим продвижением полуморских вод в Куринской депрессии, проходил приблизительно по условной линии Акстафа – Тауз – Шамхор – Кировобад – Мир – Башир – Агдам [6–8]. До недавнего времени юго-западнее данной условной линии, в т.ч. и на территории Армении, западного Азербайджана и Нагорно-Карабахской Республики фаунистически охарактеризованные полуморские отложения не были известны. В этом регионе отмечались исключительно континентальные (пресноводно-озерные и вулканогенные) аналоги морского акчагыла,

охарактеризованные пресноводными моллюсками и остракодами. Однако в последнее время в некоторых публикациях армянских геологов, в частности, Э.Х.Харазяна и Ю.В.Саядяна, из скважинного материала Ширакской котловины северной Армении и юго-восточного побережья оз. Севан указываются руководящие формы морских акчагыльских двустворчатых моллюсков [9, 10], что противоречит имеющимся фактам и вызывает серьезные сомнения у геологической общественности тем более, что данная малакофауна монографически не описывалась, ее точное местоположение не известно и она не подлежит ревизии..

Кроме того, у вышеуказанных авторов имеются также существенные противоречия как в вопросе списочного состава акчагыльских моллюсков, так и абсолютных отметок скважинных местонахождений малакофауны. В Ширакской котловине морская акчагыльская малакофауна указывается только из структурно-картировочной скважины 12, пробуренной в окрестностях древнеармянского монастырского комплекса Мармарашен, в 10км северо-восточнее г. Гюмри, на абс. отметке 1620 м. Здесь в начале 1980-х гг. под 72-метровым покровом обратномагнитических долеритовых базальтов залегают песчанисто-глинистые отложения, выделенные в качестве верхнеплиоценовой мармарашенской свиты [10].

Эти базальты для южной Грузии, северной и центральной Армении считаются одновозрастными, абсолютно идентичны по петрографическим характеристикам и датированы Ar-Ar методом 2.37 ± 0.3 МА [11]. Это позволяет коррелировать эти образования с обратномагнитическим субхроном в интервале от 2.39 до 2.33 МА с самыми низами хрона Матуяма нижнего квартера [12].

Из глинистых песчаников мармарашенской свиты на глубине 333.4–344.4 м, на абсолютных отметках 1286–1275 м П.М. Асланяном определена следующая малакофауна: *Maetra subcaspia* Andruss. и *Monodacna sjoergenn* Andruss. если первая форма является одним из руководящих видов для акчагыльского яруса в целом, то *M.sjoergenn* в акчагыльских отложениях вообще не встречается [6, 13], а является массовой формой для верхнеапшеронских отложений [14], что в свою очередь можно объяснить или переотложением акчагыльских мактрин, или, что более вероятно, ошибкой в определении.

Ссылаясь на данные Э.Х. Харазяна, Ю.В. Саядяна [9] из той же скважины приводит более богатый комплекс акчагыльской малакофауны, якобы определенный Н.Н. Акрамовским, указывая на отметки 76–80 м: *Cardium dombra* *Maetra* (*Avimaetra*) *subcaspica* Andruss., *Micromelania ecdarica* Koles, а с глубины 115–198 м – *Cardium* (*Avicardium*) *nikitini* Andruss, *C.(Av.) radiferum* Andruss и *Cerithium* (*Potamidus*) *caspium* Andruss.

Из скважин N2 Норакерт и N4 Цовк на юго-восточном побережье оз. Севан в Вардениском районе в интервале 384–501 и 310–396 м, на абсолютных отметках 1489–1606 и 1534–1620 м тот же автор указывает на

наличие 3 видов акчагыльских двустворчатых *Cerastoderma subcaspia* Andruss, *Avimactra subcaspia* Andruss и *A.nicitina* Andruss, якобы определенных Н.Н. Акрамовским, которые якобы найдены в современном залегании с пресноводными гастроподами *Radix peregra ovate*, *R.peregra auricularia*, определенных уже А.И. Чепалыгой [9].

Однако данные скважины были пробурены в первой половине 1970-х гг. и в производственных отчетах сведения об акчагыльских двустворчатых полностью отсутствуют, а приводятся только определения А.Л. Чепалыги вышеуказанных пресноводных гастропод [15]. Эти гастроподы являются рецентными и к настоящему времени обитают в пресноводных водоемах Армении и в озере Севан [16].

Палеосоленость акчагыльского полуморского миксомезогалинного бассейна на разных этапах его развития варьировала 5–18‰, а акчагыльские мактриды не выдерживали понижения солености более 5‰ [14, 17], что в свою очередь исключает совместное обитание акчагыльских моллюсков с пресноводными гастроподами. Сам Ю.В. Саядян наличие акчагыльской малакофауны в Армении объясняет следующим образом [9:288]: «В Ширакской впадине так же, как и в Севанской, имеются акчагыльские морские эмигранты. Они обладали большой миграционной способностью и могли проникнуть из Каспия по гидрографической сети [18]. Думать о том, что акчагыльское море доходило до Армении, не приходится, ибо здесь морские акчагыльские отложения отсутствуют... территория Армении в то время окончательно перешла в континентальную стадию развития и находилась на абс.отметках более 1000 м. Следует отметить, что А.А.Свиточ (устное сообщение) считает, что отложения Армении с *Carmium dombra* и *Avimactra subcaspia* являются «нормальными морскими осадками, скорее всего, накопившимися в морском заливе обширного акчагыльского бассейна». Однако, если акчагыльское море не достигало территории Армении, то как объяснить здесь наличие акчагыльского залива?

Кроме того, как указывалось выше, скважины 12, 2 и 4 были пробурены в 1970–1980-х гг., и Н.Н. Акрамовский не мог их определить в 1950-х, а его статья 1956 г. [18], цитируемая выше Ю.В. Саядяном, касается исключительно описания пресноводных и наземных моллюсков нижнего неоплейстоцена подтуфовых отложений Ширакской котловины и никакого отношения к акчагыльской малакофауне не имеет. Концепция большой миграционной способности бентосной акчагыльской малакофауны и ее проникновения по гидрогеографической сети вверх по течению рек на 80–150км от западного контура палеоакчагыльского моря также не выдерживает критики. Если даже предположить маловероятный сценарий переноса личинок акчагыльских моллюсков вверх по течению рыбами или птицами, то как могла морская эвригалинная фауна, не переносящая солености менее 5‰, приспособиться к полностью пресноводным

условиям? Данному сценарию противоречит также полное отсутствие типично акчагыльских эвригалинных фораминифер и остракод на территории Армении. На территории Нагорно-Карабахской Республики (часть древнеармянской области Арцах) они известны только из крайней восточной части Гадрутского района [8]. Таким образом, ввиду вышеперечисленных причин, Н.Н. Акрамовский не мог определить акчагыльскую малакофауну в Армении, а определения П.М.Асланяна можно считать ошибочными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов С.В., Ахметьев М.А., Головина Л.А. и др. Регионарусная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы обустройства. М.: ГИН РАН, 2013. С. 356–359.
2. Засторжев А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А. и др. Карта четвертичных образований территории РФ. Масштаб 1:2500000. Пояснительная записка. СПб: ВСЕГИИ, 2013, 203 с.
3. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 3. № 2. С. 3–26.
4. Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 66–82.
5. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена-среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 164 с.
6. Али-Заде А.А. Акчагыл Азербайджана. Ленинград: Недра, 1969. 270 с.
7. Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Палеогеография акчагыльского века территории Азерб. ССР и смежных районов Грузии и Армении // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: Наука, 1986. С. 77–89.
8. Мелик-Адамян Г.У. Хроностратиграфия некоторых миоплиоценовых осадочных образований Нагорно-Карабахской Республики в свете современных представлений // Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии. Сб. науч. тр. конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика А.Г. Назарова. Гюмри: Гитутюн, 2008. С. 354–359.
9. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
10. Харазян Э.Х. Геология и четвертичный вулканизм Армении. Серия: рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении. Вып. 14. Ереван: ГЕОИД, 2012. 618 с.
11. Меликсетян Х.Б. Плато-базальтовый вулканизм в зонах коллизии: Петрология и геохимия плиоцен-плейстоценовых базальтоидов северной и центральной Армении // Изв. НАН РА. Наука о Земле. 2015. № 1. С. 22–46.
12. Мелик-Адамян Г.У. Геохронология некоторых четвертичных эффузивов

Армении в свете комплексного анализа новейших радио изотопных, палеомагнитных и биостратиграфических данных // Труды XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской сессии. Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: К&М, 2016. С. 109–111.

13. Данукалова Г.А. Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла // Труды ПИН РАН. 1996. Т. 265. 132 с.

14. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.

15. Мартиросян С.В., Амарян В.М., Харазян Э.Х. и др. Отчет групповой геологической съемки М 1:50000 на территории Вайоцзорского и Южносеванского геолого-экономических районов Арм.ССР за 1976–1980 гг. кн.1. Ереван: Геологический фонд минэнергетики РА, 1981. 300 с.

16. Акрамовский Н.Н. Фауна Арм. ССР. Моллюски. Ереван: АН Арм.ССР, 1976. 267 с.

17. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ульяна Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтологический журнал. 2005. № 3. С. 3–12.

18. Акрамовский Н.Н. Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана // Изв. АН Арм.ССР. Сер. биол. сельскохоз.наук. 1956. Т. 9. № 1. С. 81–90.

A thorough analysis of factual biostratigraphic, paleoecological material denies the presence of Akchagyl, or Zancleal, marine mollusks *Avimactra subcaspia*, *Cardium dombra*, etc. in Wellsite 12, Marmarashen, North Armenia, in Wellsite 2, Norakert and Wellsite 4 Tsovk in the east-south of Lake Sevan mentioned by Yu. Sayadyan and E. Kharazyan.

Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г., Иванова Е.В.

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

Контуритовая парадигма и зональность океанского седиментогенеза

Murdmaa I.O., Borisov D.G., Ivanova E.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Contourite paradigm and zonality of oceanic sedimentation

Ключевые слова: циркумконтинентальная, климатическая и батиметрическая зональность, вертикальная и латеральная седиментация, турбидиты, контуриты, пелагиты, гемипелагиты, дрейфы, осадочные волны, придонные течения

Контуритовая парадигма, появившаяся всего несколько десятилетий назад, объединяет в себе фундаментальные представления об осадконакоплении под действием геострофических придонных (контурных) течений. Она принимается и разделяется широким кругом ученых и специалистов в области морской геологии по всему миру. Контуритовая парадигма предполагает значительную роль придонных течений в океанском осадконакоплении. Эти течения способны эродировать дно и переносить осадочный материал на значительные расстояния. Однако контуритовая парадигма не противоречит принципам зональности осадконакопления. В работе собраны примеры выполнения принципов зональности при контуритовом осадконакоплении.

Практически все крупные обобщения данных о закономерностях современного осадкообразования в Мировом океане, созданные в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, базировались на концепции о глобальных типах зональности океанского седиментогенеза. Она была впервые кратко сформулирована П.Л. Безруковым в 1960 г. [1] и развита в стройное учение А.П. Лисицыным (напр. [2, 3] и многие другие). Концепция исходит из представления о доминировании вертикального осаждения частиц (взвеси, пеллет, «морского снега», остатков планктонных микроорганизмов) через водную толщу. Это должно привести к проектированию на дно природных зон, сменяющих друг друга от берегов континентов в сторону открытого океана (циркумконтинентальная зональность), в зависимости от смены климатических зон планеты (климатическая зональность) и от глубины океана (батиметрическая зональность). Такую систему закономерностей можно условно назвать парадигмой вертикальной седиментации, хотя она допускает существенные отклонения потоков осадочного материала от вертикали под действием глубинных течений. Парадигма господствовала в отечественной осадочной морской геологии вплоть до 1960-х годов и продолжает развиваться до наших дней, но будучи оттесненной бурным развитием парадигм латеральной седиментации – турбидитовой и затем контуритовой. На основе парадигмы вертикальной седиментации написаны многие

обобщающие работы (например [4]).

Данная работа посвящена анализу взаимоотношений молодой, не полностью разработанной, но очень популярной в современной зарубежной научной литературе и практике, контуритовой парадигмы с турбидитной парадигмой и с классической концепцией зональности океанского седиментогенеза (парадигмой вертикальной седиментации).

Согласно современным определениям [5], контуритовая парадигма – это система взглядов и представлений о влиянии широкого спектра океанографических процессов (например, геострофические течения, внутренние волны, внутренние приливы, бентические штормы) на осадконакопление. Её становление началось в 60-х годах прошлого века и проходило параллельно с развитием турбидитовой парадигмы, которая охватывает круг проблем, связанных с деятельностью гравитационных потоков определенного типа – турбидных (мутьевых, суспензионных) потоков (*turbidity currents*), спускающихся по крутым склонам с большой скоростью под действием силы гравитации.

В рамках контуритовой парадигмы развивается собственная терминология. Следует выделить несколько основных понятий. *Контуриты* (*contourites*) – это осадки, отложенные и переотложенные в результате длительного воздействия на дно придонных течений. Гранулометрический состав контуритов варьирует от песков (как правило хорошо сортированных) до силтовых, силтово-глинистых и глинистых илов в зависимости от скорости омывающих дно течений. Преобладают терригенные контуриты с переменным содержанием биогенных известковых и кремнистых биогенных компонентов. Реже, в основном в пелагической области, встречаются известковые биогенные контуриты. Характерны текстуры биотурбации, но описаны также массивные и ламинированные контуриты. *Придонные течения* (*bottom currents*) – это полупостоянные (*semi-permanent*) потоки воды, находящиеся в длительном взаимодействии с дном в масштабах тысяч и миллионов лет, способные эродировать дно, переносить и откладывать взвешенный, а также перекачиваемый по поверхности дна осадочный материал. Особое значение для контуритовой парадигмы имеют потоки донных Антарктических вод (ААДВ), омывающие дно океанских котловин на глубинах более 4 км. *Дрифты* (*drifts*) – это крупные плоские или холмоподобные осадочные тела, а также осадочные хребты (например хребет Блейк – Багама в Западной Атлантике), сформированные главным образом под действием придонных течений. Их размеры в плане могут достигать сотен километров, а мощность осадочных тел в них изменяется в пределах от десятков до тысяч метров. Как правило, дрифты вытянуты по направлению придонных течений и зачастую отделены от континентального склона эрозионным каналом. Эти осадочные тела могут содержать и другие генетические типы осадков, например, турбидиты, пелагиты (гемипелагиты), которые

находятся в подчиненном отношении к контуристам. *Осадочные волны* (sedimentary waves) представляют собой ритмично повторяющиеся вытянутые волнообразные контуристовые тела высотой от нескольких до десятков (редко до сотни) метров, осложняющие поверхность крупных дрейфов или образующие обширные поля под струями сильных придонных течений.

В отличие от классической парадигмы вертикальной седиментации и вполне зрелой турбидитной парадигмы, контуристовая парадигма находится на ранней стадии своего развития. Контуристовые тела были обнаружены сейсмоакустическими методами во всех океанах и каждый год выявляются новые. Однако далеко не со всех из них получены колонки осадков, позволяющие судить о литологии слагающих их осадков. Остро стоит проблема установления четких литологических критериев выделения контуристов в разрезах колонок и даже скважин глубоководного бурения, где контуристы, предполагаемые по сейсмоакустическим данным, чередуются с другими генетическими типами глубоководных осадков. Установлено устойчивое соседство глубоководных кораллов с контуристами, но систематического исследования бентоса, обитающего на контуристах, до сих пор не проводилось. При этом текстуры биотурбации, часто наблюдаемые в контуристах и считающиеся одним из критериев их отличия от дистальных турбидитов, свидетельствуют о заселении контуристов бентосной фауной, а значит о постепенном характере их накопления.

Изучение четвертичных контуристов центральной и юго-западной Атлантики в десяти «перегонных» трансатлантических рейсах нис «Академик Иоффе» (2010–2017) привело авторов к выводу, что в целом контуристы подчиняются закономерностям трех типов зональности океанского седиментогенеза, установленным исходя из классической парадигмы вертикальной седиментации. Во всяком случае, говорить о коренной смене парадигм не приходится. Вместо этого наблюдается существенное уточнение деталей процессов седиментогенеза внутри зон и некоторое смещение границ между зонами за счет придонного латерального переноса осадочного материала (придонного нефелоидного слоя).

На самом деле, перенос суспензии вдоль изобат и ее сгущивание в дрейфы или осадочные волны на одинаковой глубине принципиально не меняет характера глубинной или циркумконтинентальной зоны, в отличие от схода турбидного потока, способного переносить, например, песок с верхней части континентального склона к его подножию. То же относится к известковым дрейфам (например, дрейфу Иоффе), где степень сохранности раковин планктонных фораминифер при их перемыве сохраняется в соответствии с региональным положением лизоклина и КГК [6]. При этом известковый контуристит лишь освобождается от части тонкозернистой (кокколито-детритовой) фракции или, наоборот, обогащается ею, в зависимости от скорости придонного течения. Как и гемипелагиты,

глинистые контуристы в приконтинентальной зоне интенсивного поступления речных выносов из Ла Платы [7] и Амазонки имеют серый цвет, типичный для восстановленных осадков, и приобретают характер окисленных пелагитов в пелагической области. Граница пелагической области с соответствующими окисленными контуристами приближается к берегу (вплоть до подножия континентального склона) в аридной субтропической климатической зоне низкой биологической продуктивности. В экваториальной гумидной зоне распространения выносов Амазонки все изученные нами контуристы сероцветные (восстановленные). Контуристы западной окраины Аргентинской котловины, в пределах южной умеренной зоны повышенной биологической продуктивности, обогащены диатомовыми, полностью отсутствующими в контуристах субтропической зоны (например, в дрифте Иоффе), которые к тому же содержат железо-марганцевые конкреции – индикаторы низких скоростей осадконакопления [6].

В докладе будут приведены примеры, иллюстрирующие тезис о совместимости контуристовой парадигмы с концепцией трех типов зональности океанского седиментогенеза. Установлено, что эрозионно-аккумулятивные контуристовые системы широко распространены не только на пассивных континентальных окраинах Атлантического океана, но и в его ограниченной по площади пелагической области. В реальном океане «чистые» контуристы являются скорее исключением, а чаще встречаются переходные разности к другим генетическим типам как латеральной, так и вертикальной седиментации или чередование тех и других в разрезах.

Работа выполнена в рамках проекта «Глубоководные контуристовые системы Атлантического океана» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. океаногр. комисс. АН СССР, 1960. Т. 10. Вып. 3. С. 3–8.
2. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
3. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
4. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987.
5. Rebesco M., Hernandez-Molina F.J., Van Rooij D., et al. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations // *Marine Geology*. 2014. V. 352. P. 111–154.
6. Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D., et al. Late Pliocene–Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // *Marine Geology*. 2016. V. 372. P. 17–30.
7. Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Левченко О.В., Юцис В.В., Францева Т.Н. Контуристовые системы в районе южного эскарпа плато Сан-

Паулу, Южная Атлантика // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 517–528.

This review aims to explain main principles of the new still immature contourite paradigm of lateral deep sea sedimentation and its relationship to the classical vertical sedimentation paradigm with its global zonality concept developed by Russian marine geologists since 1960. It is shown on examples from the south-western and central Atlantic that Quaternary contourite erosion-depositional systems generally submit to rules of the global-scale circum-continental, climatic, and bathymetric zonalities inferred from the vertical sedimentation of pelagites and hemipelagites. Unlike contourites, turbidites may considerably disturb these rules.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.

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

Дегляциация Баренцева моря

Murdmaa I.O., Ivanova E.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Deglaciation of the Barents Sea

Ключевые слова: стадии дегляциации, диахронность, литостратиграфия, микрофоссилии, радиоуглеродны датировки, стабильные изотопы, Атлантическая вода, айсберги

Колонки донных осадков и скважины, пробуренные в Баренцевом море, вскрыли два четко различающихся горизонта отложений дегляциации. Нижний горизонт III, представленный ледниково-морским диамиктоном, обычно перекрыт отложениями горизонта II, сформировавшимися в основную фазу дегляциации. В это время прекратился откол айсбергов, и ледники отступили на окружающие архипелаги. Начиная с максимума последнего оледенения и по настоящее время, процесс дегляциации в значительной мере определялся поступлением поверхностных и подповерхностных атлантических вод в Баренцево море по глубоководным желобам.

Доклад посвящен реконструкции палеогеографических и палеоокеанологических событий, связанных с распадом сидевшего на грунте Баренцевоморского ледникового щита последнего оледенения. В основу положены результаты собственных исследований, полученных в течение последних двух десятилетий, а также все доступные отечественные и зарубежные публикации по данной теме. Авторы придерживаются господствующей точки зрения о том, что Баренцево море и окружающие его архипелаги были во время максимума поздневейхсельского оледенения покрыты единым ледниковым щитом, соединенным на юге с Скандинавским щитом. Исходным материалом служили разрезы колонок, собранных в экспедициях ИО РАН на НИС «Академик Сергей Вавилов» (рейсы 11, 14, 16) и «Профессор Штокман» (рейс 63) при участии авторов, а также НИС «Академик Александр Карпинский» ПМГРЭ Мингео РФ (рейс 28, участник И.О. Мурдмаа) и НИС «Академик Николай Страхов» ГИН РАН (рейс 25).

В данной работе рассматривается дегляциация только морской части ледникового щита, осадки которой можно отнести к ледниково-морским. Колонки с разрезами отложений дегляциации получены из шельфовых впадин, с глубин более 150–200 м (максимально до 600 м). Поэтому история дегляциации мелководий может быть реконструирована лишь сугубо предположительно.

Колонки донных осадков и скважины инженерно-геологического бурения вскрыли на дне шельфовых впадин два четко различающихся

горизонта отложений дегляциации [1–3]. Нижний горизонт III, залегающий на морене последнего оледенения или на коренных породах, представлен ледниково-морским диамиктоном. Диамиктон представляет собой смесь несортированного грубообломочного и песчаного материала пестрого состава, вероятно айсбергового разноса, с очень тонкозернистой глинистой связующей массой (матриксом) вынесенной возможно подледниковыми тальми водами. В большинстве колонок диамиктон не содержит каких-либо фоссиллий. Редкие раковины фораминифер и даже птеропод встречены в одной пробе диамиктона из трога Франц-Виктория [2]. Как планктонные, так и бентосные фораминиферы постоянно присутствуют, хотя и в малом количестве, только в разрезах диамиктона из трога Квитойа к востоку от архипелага Шпицберген.

Диамиктон обычно перекрыт горизонтом II, отложенным в позднюю фазу дегляциации, главным образом потоками талых вод ледника [1–3]. В это время край ледника отступил на сушу, откол айсбергов и разнос ими грубообломочного материя прекратился. Поэтому в отложениях горизонта II почти нет крупных обломков пород. Осадки представлены сiltово-глинистыми или глинистыми илами, обычно окрашенными в коричневатые тона, содержат тонкие линзы и прослойки тонкозернистого или мелкозернистого хорошо сортированного песка. Часто встречаются ламинированные интервалы с ритмичным переслаиванием коричневых и серых микрослоев. Встречены редкие раковины моллюсков и фораминифер. Более часты они в отложениях второго горизонта из трогов Восточного Шпицбергена.

Начиная с максимума последнего оледенения и по настоящее время, процесс дегляциации в значительной мере определялся поступлением поверхностных и подповерхностных атлантических вод в Баренцево море по глубоководным трогам с запада и севера, соответственно [3–4]. Хроностратиграфические исследования послеледниковых отложений Баренцева моря, подтвержденные масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками, выявили диахронность процесса дегляциации и границ горизонтов III и II, а также нижней границы голоценового горизонта I [1–4].

Интенсивность поступления атлантических вод в Баренцево море варьировала в течение дегляциации и голоцена. Их присутствие в северных трогах зарегистрировано по микропалеонтологическим и изотопно-кислородным данным по крайней мере с 17 тыс. лет назад [3–5], что хорошо сопоставляется с данными по плато Ермак, континентальному склону и морю Лаптевых [6–8]. Приток атлантических вод был значительным не только во время тёплых интерстадиалов беллинга и аллерда при общем усилении меридиональной термохалинной циркуляции Атлантики, но и во время похолоданий раннего, среднего и позднего дриаса [3–5]. Несмотря на ослабление меридиональной циркуляции, промежуточные воды Атлантики

оставались относительно теплыми [8–9] и переносили тепло в Баренцево море, способствуя дальнейшему отступанию ледников на окружающие архипелаги. При этом поверхностный слой водной толщи оставался холодным, скорее всего, вплоть до раннего голоцена в юго-западной части и среднего голоцена на севере [10].

Дегляциация Баренцевоморского шельфа началась, по-видимому, 18–19 кал. т.л.н. с выдвигания края ледника через край шельфа и всплытия на западе, в желобе Медвежьего желоба. На севере, в трогах Квитойа, Франц-Виктория, Св. Анна (Карское море), это наверно произошло несколько позже [2, 4] и привело к откалыванию айсбергов и отступанию фронта ледника, а в дальнейшем – к развитию стремительных ледовых потоков (ice streams), продвигавшихся вглубь ледникового щита по частично вырытым ими же «долинам». Ледовые потоки оставляли за собой свободные от льда участки дна, которые заполнялись морской водой, опресненной за счет талых вод окружающего их ледника. Образовался своеобразный ландшафт из новообразованных опресненных морских бассейнов на месте шельфовых впадин, с ледовыми «островами» – реликтами ледникового щита, сидящими на грунте на мелководьях и вспахивающих дно при движении. От этих реликтов откалывались айсберги, которые разносили захваченный ледником обломочный материал и откладывали его при таянии, наращивая слой диамиктона. Хотя в условиях сурового климата бассейны были почти круглогодично покрыты морским льдом, препятствующих дрейфу айсбергов, местами, по-видимому, образовывались относительно стабильные польньи. В них айсберги таяли и разгружали свой грубообломочный материал. В затишных условиях, под почти постоянным покровом морских льдов, осаждалась очень тонкозернистая взвесь, выносимая тальми водами ледников, образуя связующую массу (матрикс) диамиктона [2]. В польнях могла временами развиваться довольно высокая биопродуктивность, но в целом бассейны ранней стадии дегляциации отличались очень низкой продуктивностью.

Наступление поздней фазы дегляциации было отмечено резким потеплением климата (интерстадиал беллинг), освобождением от ледника большей части шельфа, отступанием края ледника на сушу и прекращением откола айсбергов. Главным фактором транспорта осадочного материала стали короткие гравитационные потоки суспензии талых вод, стекавшие в шельфовые впадины с подводных поднятий, где еще сохранились реликты ледника или (на юге) с отступающего от берега Скандинавского ледникового щита. Усиливалась сезонность климата, что привело к развитию каскадинга: скоплению на мелководьях рассолов льдообразования и их стеканию по эрозионным каналам во впадины. Кроме эрозионного эффекта, нисходящие потоки «тяжелых жидкостей» - суспензий и/или рассолов льдообразования, переносили ко дну впадин насыщенные кислородом поверхностные воды, осуществляя периодическую или

постоянную вентиляцию придонных вод. Это нашло отражение в появлении коричневых оттенков цвета осадков поздней фазы дегляциации, а также в ритмичном чередовании коричневых и серых микрослоев ламинированных пачек.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-05-00095).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene Paleoenvironments in the Barents Sea // *Global and Planetary Change*. 2002. V. 34. № 3–4. P. 69–78.
2. Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Duplessy J.C. et al. Facies System of the Central and Eastern Barents Sea since the Last Glaciation to Recent // *Marine Geology*. 2006. V. 230. № 3–4. P. 273–303.
3. Murdmaa I., Ivanova E. Deglaciation of the Late Weichselian Barents Sea ice sheet // *Deglaciation Processes, Causes and Consequences*. Hauppauge, N.Y. USA: Terra Nova, 2017 (in press).
4. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Емельянов Е.М. и др. Послеледниковые палеоокеанологические условия в Баренцевом и Балтийском морях // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 125–138.
5. 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 isotopes // *Quaternary Science Review*. 2001. V. 20. P. 1851–1879.
6. Ślubowska M.A., Koç N., Rasmussen T.L., Klitgaard Kristensen D. Changes in the flow of Atlantic Water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N // *Paleoceanography*. 2005. V. 20, PA4014. doi:10.1029/2005PA001141.
7. Wollenburg J. E., Knies J., Mackensen A. High-resolution paleoproductivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 204. P. 209–238.
8. 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. 96–97. P 13–28.
9. Rasmussen T.L., Thomsen E., Skirbekk K. et al. Spatial and temporal distribution of Holocene temperature maxima in the northern Nordic seas: interplay of Atlantic-, Arctic- and polar water masses // *Quaternary Science Review*. 2014. V. 92. P. 280–281.
10. Risebrobakken B., Moros M., Ivanova E. et al. Climate and oceanographic variability in the SW Barents Sea during the Holocene // *The Holocene*. 2010. V. 20 (4). P. 609–621.

In the Barents Sea, sediment cores and shallow boreholes recovered two distinct units of glaciomarine sediments. The lower Unit III is represented by glaciomarine diamicton. It is commonly overlain by Unit II, with a sharp contact in between, deposited during the late deglaciation stage, when the iceberg calving and rafting ceased owing to glacier margins retreat to the land. Since the LGM to Recent, the deglaciation was related to relatively warm surface and subsurface Atlantic water inflow into the Barents Sea through the relatively deep troughs.

Насыров А.Х.¹, Мурдмаа И.О.², Овсепян Е.А.², Боев А.Г.², Дара О.М.²

(¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: askarip@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

Литология голоценовых осадков впадины пролива

Кембридж (Земля Франца-Иосифа)

Nasyrov A. Kh.¹, Murdmaa I. O.², Ovsepyan E.A.², Boev A.G.², Dara O.M.²

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Lithology of Holocene sediments from the Cambridge Strait Deep (Franz Josef Land)

Ключевые слова: тип осадка, гранулометрия, органический углерод, глинистые минералы, гидротроилит, вивианит, Баренцево море

Пролив Кембридж, между островами Земля Александры и Земля Георга архипелага Земля Франца-Иосифа, по рельефу дна напоминает фьорд. У него в центральной части узкая, вытянутая вдоль пролива, впадина глубиной до 640 м, отделенная на юго-западе мелководным порогом от трога Франц-Виктория Баренцева моря. В отличие от фьордов, пролив соединен на северо-востоке с более мелководным проливом Архангельского, а через него, с мелководным плато Александры Северного Ледовитого океана. Таким образом, обеспечена свободная циркуляция через проливы поверхностной арктической воды и дрейфующих морских льдов, а также небольших айсбергов, отколовшихся от ледниковых куполов соседних островов. По гидрологическим данным, холодная, немного опресненная арктическая вода из Северного Ледовитого океана заполняет впадину пролива Кембридж до дна, а более теплая и соленая подповерхностная атлантическая вода в него не попадает.

В ходе 67-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016), в котором участвовал первый автор доклада, из впадины пролива Кембридж были отобраны две колонки, в надежде получить разрез с высоким временным разрешением, как это удалось в фьорде Русская Гавань Северного о-ва Новой Земли [1]. Одна из колонок (АМК 5454) была поднята с максимальной глубины (639 м) не только впадины пролива Кембридж, но, по-видимому, Баренцева моря в целом. В данном докладе будут приведены предварительные результаты литологического исследования колонки АМК 5454: визуального описания осадка, изучения смер-слайдов и состава фракции >0.1 мм, гранулометрического анализа методом лазерной дифракции, определения органического углерода, а также сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и рентгеновской дифрактометрии.

По предварительным данным, колонка АМК 5454 вскрыла осадки последних 6000 лет, что означает среднюю скорость осадконакопления около 63 см/ 1000 лет. Следовательно, каждая проба толщиной 1 см содержит информацию приблизительно о 16 годах геологической истории пролива.

Вся колонка состоит из гемипелагического глинистого ила. Цвет осадка в поверхностном окисленном слое (0–6 см) темный желтовато-коричневый, а ниже, в восстановленном слое, меняется по разрезу от серовато-оливково-зеленого и темно-зеленовато-серого до почти черного в пятнах, обогащенных гидротроилитом. Текстура пятнисто-полосчатая за счет неравномерного распределения гидротроилита, вероятно из-за биотурбации. Сверху вниз осадок становится более плотным, но остается до конца колонки мягким, пластичным. Найдены редкие раковины двустворчатых моллюсков и хитиновые трубки полихет.

Результаты гранулометрического анализа представлены в таблице.

Таблица. Результаты гранулометрического анализа, где: Md – медианный размер, S₀ – коэффициент сортировки, S_k – коэффициент асимметрии, $\mu\text{м}$ – микрометр

Глубина отбора	<1 $\mu\text{м}$	1-2 $\mu\text{м}$	2-5 $\mu\text{м}$	5-10 $\mu\text{м}$	10-50 $\mu\text{м}$	>50 $\mu\text{м}$	Md	S ₀	S _k
10	10,6	11,7	28,9	25,7	23,0	0,12	4,8	2,08	0,91
20	10,5	11,8	30,1	26,8	20,7	0,07	4,7	2,01	0,89
40	11,4	12,8	32,6	26,7	16,3	0,23	4,2	1,94	0,94
60	13,5	15,6	34,9	24,8	10,8	0,42	3,6	1,97	0,87
80	11,3	12,3	30,7	24,9	20,4	0,37	4,5	2,05	0,91
100	12,1	13,5	33,3	25,6	15,4	0,07	4	1,94	0,94
120	11	12,2	31,2	25,4	20,1	0,15	4,5	2,04	0,90
140	11,4	12,8	31,8	25,5	18,4	0,13	4,3	1,99	0,94
160	11,9	13,4	32,7	26,7	15,1	0,24	4,1	1,95	0,90
180	10,6	12,1	30,6	25,4	21,1	0,23	4,6	2,02	0,94
199	11,1	12,6	30,9	25,4	19,6	0,45	4,4	2,02	0,93
220	10,6	12,1	29,3	23,7	23,9	0,38	4,7	2,11	0,98
240	10,8	13,1	32,5	24,5	18,5	0,63	4,3	1,99	0,94
260	12,4	14	31,9	22,6	18,6	0,51	4	2,08	0,97
280	11,7	13,4	31,4	23,7	19,7	0,13	4,2	2,06	0,96
300	11,2	12,9	30,6	23,4	21,7	0,17	4,4	2,08	0,99
320	12,2	13,8	31,5	23	19,4	0,09	4,1	2,09	0,94
340	12,1	13,3	29,5	22	22,8	0,32	4,3	2,17	1,02
360	12,7	13,9	30,7	22,6	19,3	0,84	4,1	2,12	0,96

По классификации В.Т. Фролова [2] осадок соответствует глине алевритовой во всей колонке. По десятичной классификации ИО РАН [3]

это пелитовый ил с примесью мелкого алевроита (до 24%). Гранулометрический состав однородный по разрезу (рис. 1). На глубине 60 см отмечено небольшое повышение содержания глинистой фракции (<0.005 мм) до 64% за счет уменьшения алевроитовой (0.005–0.05 мм). Содержание песчаной фракции (>0.05 мм) очень низкое (менее 0.5%). Для столь тонкозернистого осадка сортировка совершенная (коэффициент сортировки 1.94–2.11). Кривые распределения частиц по размеру (рис. 2) одномодальные, с модой 0.004–0.005 мм.

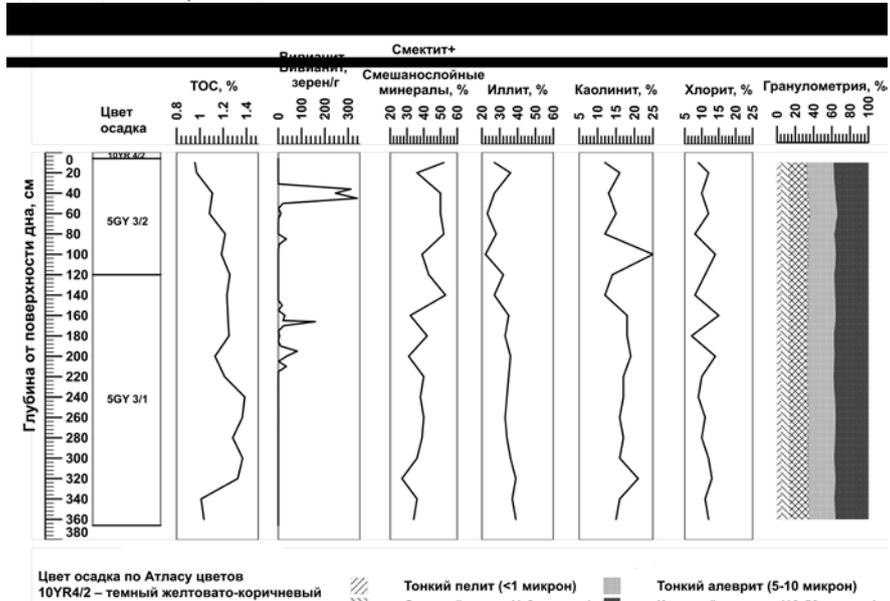


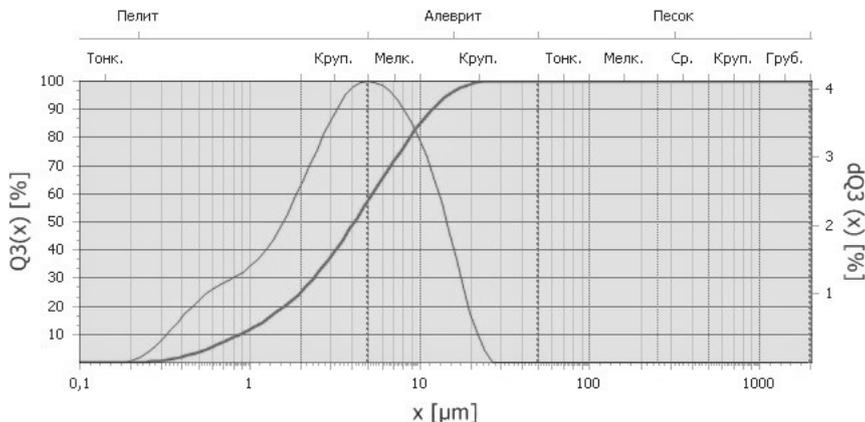
Рисунок 1. Характеристики колонки АМК-5454

Однотипная для всего разреза ассоциация глинистых минералов (рис. 1) отличается от Баренцевоморских большим содержанием смектита и смешанослойных минералов (от 27% внизу разреза до 52% – в верхней части), тогда как резко доминирующий в поверхностном слое осадков открытого моря иллит [4, 5] составляет здесь всего от 22% в верхних частях разреза до 39% внизу. Возможно, что это отличие отражает поступление в пролив богатой смектитом взвеси с востока циркумполярным течением Северного Ледовитого океана через пролив Архангельского, наряду с разгрузкой талых вод окружающих ледников.

Просмотр фракции >0.1 мм, выделенной для микропалеонтологического анализа, выявил в ней кроме небольшого количества известковых, реже агглютинированных, раковин фораминифер и единичных раковин двустворчатых моллюсков, ряд терригенных и аутигенных компонентов.

Чаще всего встречаются: комки (часто пиригизированные) плотной глины, зерна кварца, сферолиты вивианита.

Overview



Overview

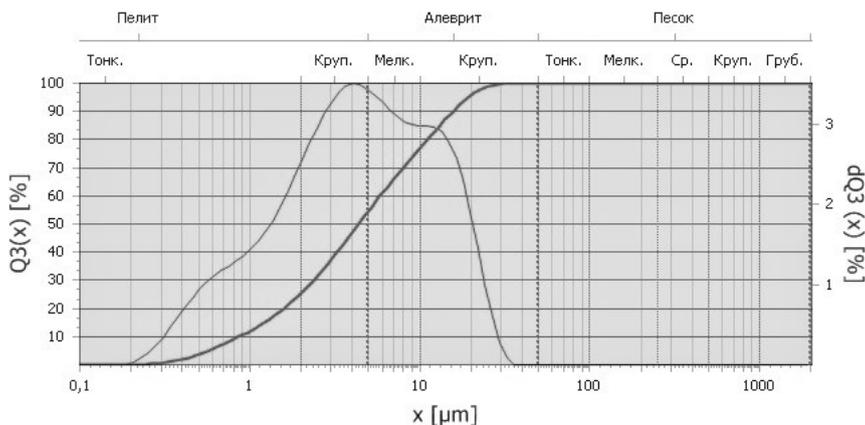


Рисунок 2. Примеры кривых распределения частиц по размерам и кумулятивных кривых осадков колонки АМК-5454.

Последние изучались при помощи СЭМ с микрозондом и рентгенофазового анализа. По составу он оказался магниевым паравивианитом. Зерна вивианита в основном сфероидальные, реже эллипсоидальные или неправильной формы, сильно пористые, коллоидальной облика, размера мелкого песка. Подсчет их под бинокляром (рис. 1) выявил два пика высокого содержания на глубине 36 и 45 см. В них количество зерен на грамм сухого осадка больше 300 и

достигает 339 штук. На глубине 40 см – 246 зерен на грамм осадка. На глубине 166 и 195 см количество вивианита 159 и 82 зерен на грамм осадка соответственно. В незначительных количествах вивианит присутствует до глубины 255 см, а ниже он не найден. Известно, что вивианит является конечным продуктом анаэробного процесса восстановления трехвалентного железа в результате жизнедеятельности микроорганизмов. Для того, чтобы процесс осуществился в осадке необходимы повышенные концентрации Fe^{2+} , P и наличие развитой бактериальной активности для генерации H_2S . Таким образом, можно сделать вывод, что наличие вивианита в некоторых интервалах колонки говорит об увеличении микробной активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-27-00114).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murdmaa, I.O., Polyak, L., Ivanova, E.V., Khromova, N.V. Paleoenvironments in the Russkaya Gavan' Fjord (NW Novaya Zemlya) during the Last Millenium // *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 209. P. 141–154.
2. Фролов В.Т. Литология. Кн.1, М.: Изд. МГУ, 1992.
3. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987.
4. Калининко В.В. Глинистые минералы в осадках Арктических морей // *Литология и полезные ископаемые*. 2001. С. 418–429.
5. Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Duplessy J.C. et al. Facies System of the Central and Eastern Barents Sea since the Last Glaciation to Recent // *Mar. Geology*. 2006. V. 230. № 3–4. P. 273–303.

Lithology of Holocene sediments is studied in the core AMK-5454 retrieved from the Cambridge Strait at the depth of 639 m during cruise 67 of the R.V. “Akademik Mstislav Keldysh” (2016). The core recovered uniform hemipelagic clay with the age about 6 kyr at the bottom. Unlike that from the open Barents Sea, the clay mineral assemblage is rich in smectite throughout the core. Rather abundant sand-size authigenic vivianite spherules occur in the upper part of the section.

Никонов А.А.

(Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: nikonov@ifz.ru)

Флюидоизвержения со дна внутренних водоемов при моретрясениях и землетрясениях как фактор нарушения первичной стратификации донных отложений и значимость феномена при палеогеографических реконструкциях

Nikonov A.A.

(Shmidt Institute of the Physics of the Earth, RAS, Moscow)

Fluid eruptions in inner water basins due to earthquakes and maremoto as a factor of bottom sediments perturbation and importance of the phenomena in paleogeographical reconstructions

Ключевые слова: внутренние водные бассейны, землетрясения, моретрясения, флюиды, выбросы флюидов со дна, нарушения первичной стратификации осадков, палеогеографические реконструкции.

Рассматриваются возникающие во внутренних бассейнах при сильных землетрясениях и моретрясениях выбросы флюидов, приводящие к нарушениям первичной стратификации донных осадков, и отмечается необходимость учета феномена при палеогеографических реконструкциях разрезов водных отложений.

Флюидоизвержения, как на суше, так и на дне бассейнов, в том числе и внутренних, явление относительно редкое, но распространенное, причем не только в районах грязевого вулканизма (Бакинский архипелаг, Керченско-Таманская область, Южный Сахалин). Этот феномен возникает, в первую очередь, в геодинамически активных (а среди них теперь оказываются и считавшиеся пассивными) областях, где они обычно связаны с сильными землетрясениями и моретрясениями. Уже столетие назад известный естествоиспытатель Э. Реклю писал: «сотрясения почвы могут закрывать или расширять каналы источников, они могут также образовывать новые каналы для выхода воды из глубоких водоносных пластов. ... могут вырываться из земли углеводородные газы, образующиеся там при разложении органических веществ, и сами собою вспыхивать на воздухе, подобно газам в окрестностях Баку» [1, стр. 40]. Подобные явления в подводных условиях не могут считаться экстраординарными и удивительными, поскольку и на суше многократно наблюдались при сильных землетрясениях в их эпицентральных областях.

Среди малоизвестных сошлемся на такой пример 1849 г. «На Марианских островах, в течение восьми суток, с промежутками лишь в четверть и полчаса, свирепствовало с 25 января ужасное землетрясение:

поделались провалы, земля трескалась, и из трещин валил дым и рвалась вода, над речками вспыхивало клубами пламя, а от берегов море отхлынуло, оставив находившиеся в заливах суда лежащими на суше» [2, стр. 194].

В данной работе обращено внимание на подобные проявления не вообще, а во внутренних водных бассейнах в основном по малоизвестным сведениям о событиях в Мраморном море (1894 г., $M=6.5$) [3, 4], Черном море (1927 г., $M=6.8$) [5], Балтийском море (2004 г., $M=4.9$) [6, 7]. При различиях конкретных условий возникновения землетрясений и проявлений извержений флюидов в указанных морях, общими свойствами процесса были взрывной характер, нарушения спокойствия и свойств водной среды на нескольких участках до землетрясения (моретрясения) и во время него, а также, – неизбежно – возникновение разрывов в толщах донных осадков, их механические повреждения, перемещения и перемешивание придонного грунта по вертикали, с последующим разносом в разной степени по латерали, в становившихся в эти периоды особенно подвижными воздушной и водной средах. Естественно, что вместе с диспергированным грунтовым материалом перемещались микро- и макрофоссилии. При последующем осаждении этого взвешенного материала на дно в прежде гомогенной и/или слоистой толще донных осадков возникали тонкие прослойки чуждого («эрратического»), с иным обликом и свойствами, и с иными спектрами фоссилий, материала.

Редкий пример процесса пертурбаций именно такого характера установлен при одном из землетрясений на озере Байкал в 1771 г. с $I=VIII-IX$ баллов и $M=6.3\pm 0.5$ [8]. 20.II.1871 г. у Посольского монастыря на восточном берегу озера со дна происходили выбросы. В заливе Большой сор лед вспучило буграми, а затем разломало на отдельные глыбы. При этом в пяти местах *со дна выбрасывало землю и траву* [9, стр. 435]. Такие явления определенно указывают на вертикальную направленность толчков и близость эпицентра (под водами Байкала). Совершенно ясно, что рассеянная при толчках в воде муть и поднимающаяся на поверхность воды трава в дальнейшем снова осели на дно в том же месте и поблизости от него. При этом нормальная стратификация отложений оказывалась нарушенной, местами вплоть до реверсной, ибо в воду мог подняться и в ней перемешаться материал с глубины от поверхности дна несколько десятков см, если не более. Более того, он оказался смешан и заново отложен именно в виде смеси. Естественно при этом нарушилась и биостратиграфия, перемешался состав спорово-пыльцевых спектров, диатомовых комплексов, да и последовательность залегания растительных макроостатков в разрезе.

В изученных автором случаях на трех указанных выше морях Европы флюидоизвержения различались, от струйного бурления над поверхностью водоёма до фонтанных выбросов вверх на десятки и сотни метров, варьировали по набору вовлеченных субстанций (вода, пар, газ,

минеральные микрочастицы), менялись по температурным характеристикам (от аномального охлаждения до воспламенения), не говоря о различиях в объеме и продолжительности самих возмущений. Наблюдения не в одном, а в нескольких местах, появления теплой воды в источниках на суше, теплой и даже горячей воды у берега и возникновения теплого воздуха над эпицентральной областью, – все это свидетельства общего нагревания в разных средах (фазах). Понимание очага как плоскости (зоны) разрыва с моментальным перемещением бортов и нагреванием в секунды до температур расплавления минералов, т.е. на сотни градусов, позволяет трактовать отмеченные факты как результат роста напряжений и мгновенной тектонической подвижки вдоль плоскости очагового разрыва.

По степени внешнего воздействия и по характеру следовавших нарушений донных и прибрежных отложений выделяются, как минимум, три группы инициальных процессов: 1) моретрясения, когда резкие вертикальные колебания морского дна вызывают залповые выбросы флюидов и донных осадков, и их перемешивание; 2) подводные и береговые блоковые оползни и оползни скольжения с хаотическим локальным перемешиванием разновозрастных осадков на дне; 3) цунами, частично сносящие приповерхностные слои отложений, переотлагающие разнофациальный, влекомый и взвешенный, материал в прибрежных, подводных и надводных областях. По проявлению нарушений на уровне дна бассейна соответствующего времени можно выделять локальные («точечные»), ареальные, полосовые пертурбации.

Специальный интерес представляют случаи выбросов в воздух флюидов из глубины в воздух в виде полос (завес) над водой, в том числе горизонтально перемещающихся (при сильных землетрясениях в 1894 г. в Мраморном море и в 1927 г. в Черном море). Такие случаи трактуются как отражение процесса вспарывания дна тектоническими разрывами. Как и в случаях возникновения «точечных» флюидоизвержений (водно-газовых струй) резонно принимать феномен за отражение резких динамических процессов на дне и под дном моря, как их прямое следствие.

Примечательно, что схожие проявления обнаруживаются не только в сейсмически активных областях, но и на платформах, в регионах с умеренной сейсмичностью. Естественно, здесь они возникают реже и в ограниченных размерах. Помимо опубликованного случая при Калининградском землетрясении 21 сентября 2004 г. с $M=4.6-4.9$ [6, 7] здесь сошлемся еще на два примера в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита. Весьма выразительного свойства флюидоизвержение произошло в 1858 г. в средней части экватории Ладожского озера: «в гуще тумана гремел гром, и озеро забурило, словно вода в котле... гроза зародилась в глубинах бездонного озера... Раскаты гремели все оглушительнее..., воды озера вздымались все выше... от какого-то подспудного клокотания... все это длилось два часа» [10, стр. 24-25].

Целый ряд сообщенных путешественником признаков, в том числе факт появления ветра после события, который рассеял туман «одним дуновением», снимают вариант трактовки события как бури. Другой малоизвестный пример флюидоизвержения. относится к 1884 г., когда в Южной Финляндии у г. Тавастгус (Хяменлинна) на озере Катума «вдруг появился клуб дыма [пара?], затем фонтаном брызнула вода, и при тихой погоде поднялось сильное волнение» [11]. В этих, и еще нескольких известных случаях есть основания считать выброс флюидов не из толщи осадочных отложений, но из испытывавших сейсмоструктурные подвижки пород фундамента.

Специалисты по биостратиграфии и палеогеографы, изучающие колонки донных отложений во внутренних водоемах, в большинстве своем принимают в разрезах последовательность не только горизонтов, но даже резко отличающихся по литологии прослоек как первичную, в спокойной обстановке возникшую и сохранившуюся стратификацию. При этом резкие изменения спектров микрофоссилий, в том числе с неожиданными пиковыми значениями, на предельно коротких временных интервалах остаются необъясненными, если и обращают на себя внимание, то объясняются в рамках климатической парадигмы. Иногда они безвариантно принимаются даже за границы ожидаемых в данном возрастном интервале стандартных климатических фаз, например, суббореальной и субатлантической. В других случаях даже тонкая песчаная прослойка в алевритовой или иловой толще становится аргументом для признания некоей регрессии бассейна, независимо от того, соответствует ли суждение (по одному разрезу) установленной множеством фактов кривой изменения уровня данного бассейна в позднем плейстоцене и голоцене. Ни локальные тектонические перемещения, ни вероятность подводных оползней, ни перенос отложений цунами при этом в запасе специалиста-биолога не существуют как возможные варианты объяснения. В библиографии публикаций по циркум-балтийской области примеры такого рода неоправданных решений не единичны. В свете современных знаний такой подход оказывается сугубо односторонним, неоправданно безальтернативным. На самом деле, с привлечением современных знаний о флюидоизвержениях, как причине моментальных, кратковременных и ограниченных в пространстве нарушений первичной, нормальной стратификации разрезов вариантов толкования экзотических «выбросов» становится больше. К чему ведут указанные суждения при хроностратиграфических и палеогеографических построениях, если не принимать выявленные варианты объяснений, вполне понятно. Знать и принимать во внимание накопившиеся и быстро пополняющиеся знания о резких, кратковременных и импульсных, захватывающих всю водную толщу возмущениях, в том числе флюидоизвержениях, необходимо.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Реклю Э. Землетрясения и медленные колебания земной поверхности. М. 1914. 132 с.
2. Географические известия, выдаваемые от Русского Географического Общества. Выпуск 1–7. СПб. 1849. 194 с.
3. Королева А.О., Никонов А.А. Малоизвестное разрушительное землетрясение в Мраморном море 10.VII.1894 г.: уточнение параметров по макросейсмическим данным // Материалы XVIII Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов в г. Нерюнгри. 2017. С. 173–176.
4. Никонов А.А., Королева А.О. Разрушительное землетрясение 10.07.1894 г. в Мраморном море: параметризация, вопросы сейсмотектоники, механизма очага и опасности мегаполиса Стамбул // Материалы пятой молодежной тектонофизической школы-семинара. М. 9–13 октября 2017.
5. Никонов А.А. Крымское землетрясение 1927 г.: неизвестные явления на море // Природа. 2002. № 9. С. 13–20.
6. Никонов А.А. По следам Калининградского землетрясения // Природа. 2005. № 3. С. 47–53.
7. Никонов А.А. Предвестники Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г. – первый случай выявления на Восточно-Европейской платформе // Тезисы докл. Конференции «Актуальные вопросы мониторинга геологической среды и безопасности урбанизированных территорий». Калининград. 12–15 декабря 2011 г. С. 19–25.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебакина. 1977. М.: Наука, 536 с.
9. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. СПб. 1893. 582 с.
10. Никонов А.А. Ладожский след Дюма // Чудеса и приключения. 2001. № 10. С. 24–25.
11. Новое время (газета). СПб. 1909. 7(20) февраля, № 11821.

Very specific and poorly known process of impulsive short-living outflows and eruptions of fluids in inner water basins provoked by strong earthquakes and maremoto is under study. They give birth to essential perturbations in bottom sediments locally, by strips or areal spreading. It is worthy to remark that such a kind of phenomenon and disturbances occurred within platform regions with moderate level of seismic activity, in the Fennoscandian crystalline shield, for example. Some leading features of the process are singled out and importance of the phenomena taking into account for paleogeographical reconstructions is underlined.

**Новичкова Е.А.¹, Баширова Л.Д.^{1,2}, Демина Л.Л.¹,
Козина Н.В.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: enovichkova@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград)

Первые данные по литолого-геохимическим особенностям осадконакопления на западном склоне хребта Рейкьянес (ст. АИ-3378, Северная Атлантика) в течение последних 190 тыс. лет

**Novichkova Ye.A.¹, Bashirova L.D.^{1,2}, Demina L.V.¹,
Kozina N.V.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

The first data of the lithological and geochemical features of sedimentation on the western slope of the Reykjanes Ridge (st. AI-3378, North Atlantic) during the last 190 ka

Ключевые слова: осадконакопление макроэлементы, Северная Атлантика

Исследована колонка АИ-3378, отобранная на западной части хребта Рейкьянес (Северная Атлантика). По соотношению количества зерен ледового разноса, содержанию карбоната кальция, стабильных изотопов кислорода и измерений ²³⁰Th_{изб} в осадках колонка охватывает 6 МИС. Прослежены изменения в соотношении основных макроэлементов во время ледниковых и межледниковых интервалов.

Северная Атлантика является одним из ведущих районов Мирового океана, где происходит формирование замкнутой системы циркуляции течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов и газов в толще океанических вод [1, 2].

Колонка АИ-3378 длиной 466 см отобрана в 49 рейсе НИС «Академик Иоффе» с глубины моря 2192 м к западу от хребта Рейкьянес (рис. 1).

Литологическое описание колонки проводилось на борту судна, тип осадка определялся согласно классификации морских донных осадков Безрукова, Лисицына [3], принятой в ИО РАН и лежащей в основе всех карт донных осадков Мирового океана. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв по шкале Munsell [4]. Вещество из влажных донных осадков исследовалось методом микроскопического изучения «смерслайдов». Также в колонке были подсчитаны терригенные зерна ледового разноса (ice-rafted debris – IRD). Подсчет терригенных зерен производился под микроскопом МБС–10 во фракции >150 мкм.

Методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) на приборе СПЕКТРОСКАН МАКС-GVM (НПО СПЕКТРОН, г. Санкт-Петербург) определен химический состав, включая как макро-, так и микроэлементы (Mg, Al, Si, Ca, K, Fe, Ti, Mn, V, Cr, Cu, Zn, Sr, Zr, Ba, P, Rb, Ba). Содержание $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{орг}}$ определяли автоматическим кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН 7529. Расчет CaCO_3 из $C_{\text{карб}}$ производился с коэффициентом 8.3. Определения аморфного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{ам}}$) проводились методом 5% содовой вытяжки с колориметрическим окончанием.

Для колонки также получены данные по соотношению стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах планктонных фораминифер (вид *Neogloboquadrina pachyderma* (s), не менее 30 раковин в пробе, размер раковин ~150 мкм). Стратиграфическое подразделение колонок производилось с использованием изотопно-кислородных данных, данных по содержанию в осадках карбоната кальция и IRD, а также результатов измерений $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$.

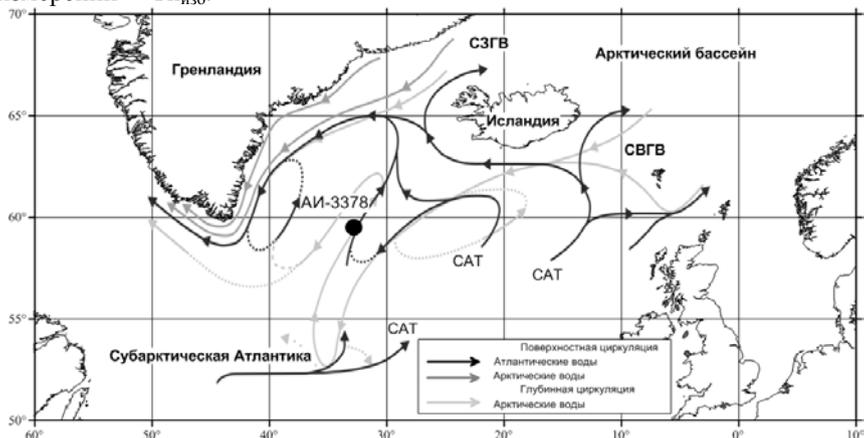


Рисунок 1. Схема расположения станции АИ-3378 и основные поверхностные и глубинные течения [2]. CAT – Северо-Атлантическое течение; СЗГВ – Северо-западные глубинные воды; СВГВ – Северо-восточные глубинные воды.

Колонка АИ-3378 сложена сравнительно однородным светло-коричневым алеврито-пелитовым илом (основной цвет 10YR/5/3), богатым карбонатным материалом. Активность $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$ в колонке АИ-3378 в слое 1–2 см значительно больше, чем в остальных слоях, тем не менее, радиохимические данные позволили предположить, что осадки в нижней части колонки были сформированы около 350 тыс. лет назад. Однако данные изменения значений $\delta^{18}\text{O}$, IRD и карбоната кальция, а также физических свойств осадка, которые не противоречат друг другу и могут

считаться более надежными стратиграфическими маркерами для данной колонки, позволили уточнить предполагаемый относительный возраст осадков (рис. 2). Таким образом, в колонке было выделено 6 МИС, охватывающих не более 190 тыс. лет (средняя скорость осадконакопления – 2.45 см/тыс. лет). Довольно низкие скорости осадконакопления в районе исследования соответствуют средним скоростям для открытой части Атлантики.

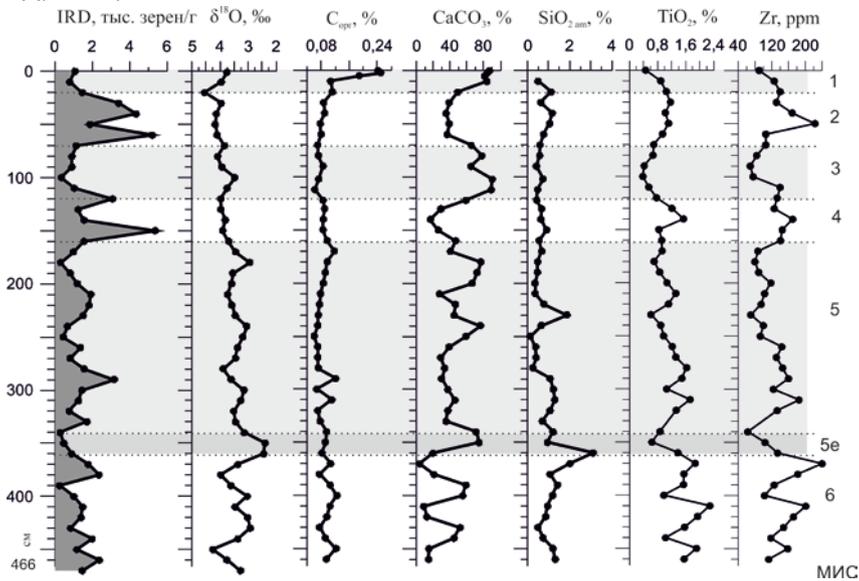


Рисунок 2. Распределение основных литолого-геохимических параметров в осадках колонки АИ-3378, Северная Атлантика.

Содержание органического углерода в колонке АИ-3378 изменяется в пределах 0.1% и только в верхней части колонки (0–20 см), отнесенной нами к периоду голоцена, повышается до 0.24% (рис. 2).

Максимальные содержания $\text{SiO}_{2\text{am}}$ (до 3%), являющегося строительным материалом для створок диатомовых и кремнежутиковых водорослей, а также скелетов зоопланктона – радиолярий и губок, установлены на глубине 360 см и предположительно относятся к началу периода МИС5е.

Для колонки характерны нормальные для Северной Атлантики закономерности в распределении карбоната кальция с максимумами (до 89%) в периоды межледниковья и минимумами (до 4%) во время оледенений. Противоположный этому характер распределения значений IRD (от 0.3 до 5 тыс. зерен/г соответственно) может свидетельствовать о поставке терригенного материала и отражает миграции Северного полярного фронта

на юг во время похолоданий, а также увеличение объемов айсбергов, являющихся, по-видимому, основным источником терригенного материала в исследуемой колонке. Распределение значений IRD и содержания элементов-индикаторов терригенного привноса Ti и Zr носит близкий характер (рис. 2), что может свидетельствовать об их общем терригенном источнике.

По всей длине колонки отмечается ритмичное чередование высоких и низких концентраций породообразующих окислов Al, Fe, Si и Ca, что, очевидно, связано с изменениями источников осадочного материала в результате смены условий осадконакопления в ледниковые и межледниковые периоды. Отметим, что Ca, находящийся в составе биогенных карбонатов, изменяется в противофазе с литогенными элементами Al, Fe и Si, а также с тяжелыми металлами Ti, Zr, V, Cr, Zn. Отмечается синхронность изменения с высокой положительной корреляцией содержания литогенных элементов Al и Si ($R^2=0.96$), и, с другой стороны, биогенных элементов Ca и Sr ($R^2=0.79$) (рис. 3 а, б).

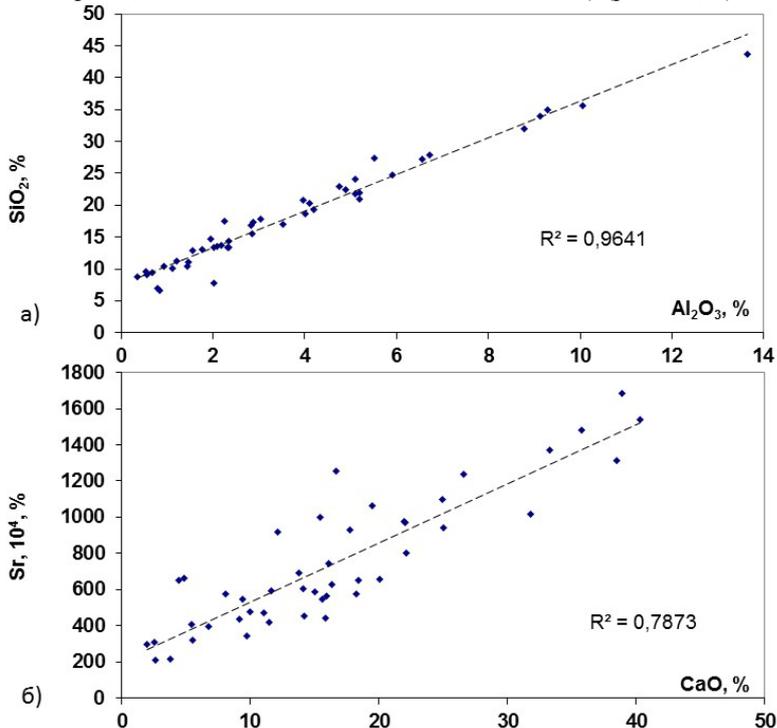


Рисунок 3. Корреляционная зависимость между Si и Al (а), Sr и Ca (б) в колонке донных осадков ст. АИ-3378, Северная Атлантика.

Таким образом, для колонки АИ-3378, по данным предварительного анализа макро- и микроэлементов, отмечено преобладание биогенного источника осадочного вещества во время межледниковых эпох с максимумами биопродуктивности во время стадий МИС1, МИС3 и МИС5е. Вероятным источником поступления терригенного материала во время ледниковых стадий МИС2, МИС4 и МИС6 являлись компоненты айсбергового разноса, что подтверждается увеличением содержания зерен IRD в осадках колонки. Эти изменения происходили синхронно с увеличением концентрации титана и циркония (рис. 2), которые используются как показатели терригенного материала. Дальнейшая обработка полученных данных позволит получить представление о различиях в геохимическом поведении ряда химических элементов в зависимости от скоростей осадконакопления и литолого-геохимических условий палеосреды, а также выявить основные источники поступления литогенного вещества.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну и всем, кто помогал в проведении исследований. Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ФАНО по теме № 0149-2016-0001, при финансовой поддержке РФФ, проект № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред. чл.-корр. РАН Л.И. Лобковского и академика Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // J. Geophys. Res. Ocean. 2012. V. 117. № 1. P. C01014 1–22.
3. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
4. Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.

Core AI-3378 (The western part of the Reykjanes Ridge, the North Atlantic) has been investigated. According to IRD, CaCO_3 , $\delta^{18}\text{O}$, and ^{230}Th , the core section goes down to 6 MIS. Changes in distribution of the major macronutrients during glacial–interglacial intervals were registered.

**Новичкова Е.А.¹, Рейхард Л.Е.¹, Беляев Н.А.¹, Алиев Р.А.²,
Кравчишина М.Д.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:
enovichkova@mail.ru; ²НИЦ "Курчатовский институт")

**Реконструкции ледово-гидрологических условий
осадконакопления в западной части Карского моря за
последние 240 лет по данным комплексных геолого-
микропалеонтологических исследований**

**Novichkova Ye.A.¹, Reykhard L.Ye.¹, Belyaev N.A.¹,
Aliev R.A.², Kravchichina M.D.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²National Research Center «Kurchatov
Institute»)

**The ice-hydrological conditions reconstructions of the of
sedimentation in the Kara sea (western part) over the last 240
years according to multi-proxy geological-micropaleontological
studies**

Ключевые слова: диноцисты, органический углерод, Карское море, геохимические трассеры

Исследованы процессы осадконакопления в заливе Благополучия (Карское море) литологическим и микропалеонтологическим методами. Выявлены три седиментационных этапа, произошедших за последние 240 лет.

Карское море, характеризующееся обильным речным стоком в летний период и формированием больших объемов морского льда зимой, оказывает существенное влияние на ледово-гидрологический баланс Северного Ледовитого океана [1]. Несмотря на многочисленные исследования современной системы осадконакопления в Карском море [2–4], до сих пор остаются малоизученными процессы седиментации в заливах карскоморского побережья Новой Земли, вопреки актуальности этого вопроса, связанной с захоронением радиоактивных объектов в этих заливах.

Материал для данного исследования отобран в 128 рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2014 г. в глубоководной части залива Благополучия у северо-восточного побережья архипелага Новая Земля (ст. ПШ-128-11) с глубины моря 363 м. Длина колонки составила 50 см, пробоотбор проводился с помощью грунтовой трубки Неймисто, позволяющей получать ненарушенный верхний слой осадка.

Для изучения литолого-минералогических характеристик донных осадков был проведен поэтапный анализ проб различными методами микроскопии. На первом этапе вещество донных осадков исследовалось методом микроскопического изучения смерслайдов и прозрачных шлифов

при помощи поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М.

На втором этапе пробы донных осадков были изучены в аналитической лаборатории ИО РАН методом сканирующей электронной микроскопии с сопутствующим электронно-зондовым микроанализом (на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром INCA X-Max, аналитик Карлов В.А.).

Датирование колонок донных осадков по ^{210}Pb ^{137}Cs и выполнено гамма-спектрометрическим методом, по результатам которого были определены средние скорости осадконакопления в районе исследования.

Микропалеонтологические исследования выполнены по стандартной методике Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера (AWI, Потсдам, см. [5]). В препаратах определялись морские (цисты динофлагеллат, акритархи и органические остатки скелетов фораминифер) и пресноводные (зеленые водоросли) палиноморфы, а также подсчитывалось количество зерен спор и пыльцы.

Определение $C_{\text{орг}}$ выполнялось на анализаторе TOC-Vcph фирмы Shimadzu с приставкой SSM-5000A.

Донные осадки в колонке ст. ПШ-128-11 представлены серыми, буровато-серыми, иногда красновато-бурыми, биотурбированными пелитами с различным содержанием алевроито-песчаного материала и редкой гравийной примесью. Гранулометрический состав осадков по всей мощности колонки меняется незначительно. Предварительный возраст осадков, вскрытых колонкой, исходя из средних скоростей осадконакопления в заливе Благополучия 0.21 см/год, составляет около 240 лет по данным ^{137}Cs и ^{210}Pb .

По данным микропалеонтологического и литолого-минералогического анализов в колонке выделены три основных этапа формирования осадков залива, связанных со сменой ледово-гидрологических обстановок, повлиявших в свою очередь на изменение седиментационных процессов.

Осадки колонки, отнесенные к первому этапу осадконакопления (интервал 40–50 см), представлены интенсивно биотурбированными алевроитистыми пелитами с незначительной песчаной примесью. Пелиты преимущественно светло-буровато-серого цвета, в нижней и верхней части интервала – с прослоями и пятнами бурого цвета за счет развития гидроокислов железа и марганца. В минеральном составе осадков преобладают глинистые минералы, кварц и полевые шпаты. Темноцветные минералы (пироксены, амфиболы) присутствуют в виде аксессуариев. В ходах илоедов отмечены редкие литокласты кварцитов, гнейсов и сланцев. Для интервала характерно аутигенное минералообразование, выраженное в виде скоплений микроглобулярных агрегатов гидроокислов железа и марганца, часто приуроченных к порам и трещинам; единичных зерен глауконита ярко-зеленого цвета изометричной и неправильной формы, а также микрокристаллических агрегатов кальцита округлой формы.

Содержание органического углерода на всем интервале не превышает 1.1%.

На интервале 40–50 см отмечены максимальные для колонки концентрации морских видов водных палиноморф (6.2–25.3 тыс. ед./г), а также терригенных зерен спор и пыльцы (6.8–12 тыс. зерен/г), представленных в основном переотложенными видами. Состав ассоциаций цист динофлагеллат на 60–70% сформирован космополитным видом *Operculodinium centrocarpum*, появление которого в осадках арктических морей напрямую связано с поступлением относительно теплых атлантических вод через пролив Фрама в Арктику и распределением их вдоль континентального склона и в пределах шельфа. Вторым по численности видом, характерным для нижней части колонки, является вид *Spiniferites elongatus*, широко распространенный в Баренцевом море [6]. Концентрации пресноводных водорослей на данном этапе осадконакопления составляют около 600 ед./г, а в нижней части интервала равны нулю, в то время как группа акритарх, вероятно, морского происхождения, представлена в осадках до 1.1 тыс. ед./г. Также в препаратах отмечены единичные органические остатки скелетов фораминифер (до 1.3 тыс. ед./г).

Осадки второго этапа осадконакопления представлены в колонке на интервале 15–40 см алевритистыми пелитами с песчаной примесью, биотурбированными, преимущественно темно-серыми с пятнами и прослоями бурого цвета в участках развития гидроокислов железа и марганца. Минеральный состав, как и в нижних отложениях, кварц-полевошпатово-глинистый, однако в средней части интервала появляются редкие зерна эпидота, а в верхней части – исчезает акцессорная примесь темноцветных минералов; вместе с тем размер и степень окатанности литокластов кварцитов и сланцев увеличиваются. Аутигенное минералообразование проявлено здесь более интенсивно: в отличие от нижнего интервала здесь присутствуют железомарганцевые микроконкреции (диаметром до 120 мкм), а некоторые зерна глауконита имеют признаки перемыва и переотложения. Большое количество микрокристаллических агрегатов кальцита, развивающихся в порах, и присутствие многочисленных гипидиоморфных кристаллов доломита указывают на интенсивную карбонатизацию осадков. Также в порах иногда наблюдается развитие тонковолокнистых агрегатов гипса. Содержание органического углерода не превышает 1–1.2%.

Для данного этапа осадконакопления характерны относительно низкие концентрации морских видов палиноморф (1.2–3.5 тыс. ед./г). В составе ассоциаций цист динофлагеллат помимо общих доминирующих видов *O. centrocarpum* (25–57%), существенную долю начинают составлять цисты автотрофного вида *Pentapharsodinium dalei* (20–45%), характерные для субтропических, умеренных и субполярных широт [7]. Кроме того, в составе ассоциаций распространены виды *Nematosphaeropsis labyrinthus*

(14–25%), характерные для североатлантических вод, способные обитать в широких диапазонах температуры и солености поверхностных вод, выдерживая их сильное распреснение во время сезонного таяния льдов, и *Impagidinium spp.* (9–20%), являющийся типичным биполярным видом. Необходимо отметить появление на интервале вида *O. centrocarpum* с редуцированными выростами (до 29% в отдельной пробе). Возможно, появление подобной морфологии цист обусловлено понижением температур или солености поверхностных вод [8] во время данного этапа осадконакопления. Концентрации пресноводных зеленых водорослей также повышаются в средней части интервала и составляют около 1.8 тыс. ед./г, в то время как акритархи и органические остатки скелетов фораминифер на данном этапе не обнаружены.

Во время третьего этапа осадконакопления (интервал 0–15 см) в заливе Благополучия накапливались песчанисто-алевритовые пелиты темно-бурого (шоколадного) цвета, с мелкогравийной примесью, в различной степени биотурбированные. Особенностью минерального состава приповерхностного слоя осадков является присутствие большого количества обломочного карбонатного материала – как в виде литокластов известняков, так и в виде микрокристаллов кальцита. В составе включений появляются гравийные зерна сланцев, опаловые панцири центрических диатомей и раковины фораминифер. Доля органического углерода возрастает от 1 до 1.6%.

Для данного этапа характерны концентрации цист динофлагеллат около 3.6–7 тыс. ед./г и резкое увеличение количества пресноводных зеленых водорослей в осадке (до 8 тыс. ед./г на глубине 10–11 см). Также увеличиваются концентрации терригенных спорово-пыльцевых зерен (до 5.6 тыс. зерен/г), представленные в основном дальнезаносной пылью древесных растений. В составе ассоциаций диноцист преобладает доминирующий по колонке вид *O. centrocarpum* (до 76%), однако в приповерхностном слое донных осадков он представлен в основном своим арктическим подвидом. Также до 18% на данном этапе распространен арктический вид *Echinidinium karaense*, адаптированный к условиям низкой солености поверхностных вод и характерный для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий [9].

Таким образом, для последних 240 лет (исходя из данных возрастной модели, построенной по ¹³⁷Cs) в заливе Благополучия происходила последовательная смена трех этапов осадконакопления. В период около 1820-1780-х гг., вероятно, в месте отбора колонки ПШ-128-11 существовали типичные морские условия с относительно высоким притоком вод североатлантического происхождения. В период с 1940 до 1820-х годов, возможно, произошла смена условий осадконакопления на более мелководные и менее гидродинамически активные, о чем свидетельствует уменьшение доли привнесенных видов водных палиноморф. Кроме того,

можно предположить уменьшение поверхностных температур вод в связи с наступившим похолоданием конца 19 века [10]. После начала третьего периода осадконакопления после 1920-х годов, вероятно, гидродинамическая активность вод в заливе вновь увеличилась.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну, чл.-корр. РАН М.В. Флинту и всем, кто помогал в проведении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 149-2015-0055 и в рамках госзадания ИО РАН, проект № 0149-2016-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* / Lewis E.L., Jones E.P., Lemke P. et al. (eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 297–322.
2. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974, 438 с.
3. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: Evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1485–1511.
4. Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М. и др. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 776–788.
5. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // *Papers Geol. Univ. Queensland*. 1984. V. 11. P. 1–23.
6. Howe J.A. et al. Dinoflagellate cysts as proxies for palaeoceanographic conditions in Arctic fjords // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* . 2010. V. 344, № 1. P. 61–74.
7. De Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new n= 677 database and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // *J. Quaternary Sci*. 2001. V. 16. P. 681–698.
8. Mertens K.N. et al. Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*, in surface sediments: Investigating its potential as salinity proxy // *Mar. Micropaleontol*. 2009. V. 70. № 1–2. P. 54–69.
9. Zonneveld K.A.F. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol*. 2013. V. 191. P. 1–197.
10. Mann M.E. et al. Global Temperature Patterns in Past Centuries: An Interactive Presentation // *Earth Interact*. 2000. V. 4. № 4. P. 1–29.

Sedimentation processes investigated in the Blagopoluchia Bay (The Kara Sea). There were three sedimentation stages over last 240 years.

Обрезкова М.С.¹, Поспелова В.Ю.²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru, Университет Виктории, Виктория, Канада)

Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках

Чукотского моря

Obrezkova M.S.¹, Pospelova V.²

(¹V.I. Pichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, ²School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria, Canada)

Surface sediment dinoflagellate cysts from the Chukchi Sea

Ключевые слова: цисты, динофлагеллаты, поверхностные осадки, Чукотское море, Арктика

Представлены результаты изучения цист динофлагеллат в поверхностных осадках Чукотского моря.

Арктический шельф Евразии является самым обширным шельфом мира, а его изучение является актуальной задачей в связи с влиянием полярных областей Земли на формирование климата планеты. Исследование изменений современных природных процессов в арктических морях, а также изменений, протекавших в прошлом и установленных по седиментационным записям, необходимо для установления причин и закономерностей этих изменений, что может послужить основой прогноза будущих изменений среды.

Динофлагеллаты, одноклеточные микроорганизмы, обитающие практически во всех типах водоемов и играющие важную роль в сообществах одноклеточного планктона и создании органического вещества в морях Евразийской Арктики. В весенне-летний период динофлагеллаты часто доминируют по численности и биомассе, а по числу видов не уступают диатомовым. По типу питания выделяют три типа динфлагеллат: автотрофы, гетеро- и миксотрофы [1]. Важным этапом жизненного цикла некоторых динофлагеллат являются покоящиеся цисты, обеспечивающие основные биологические функции: размножение, сохранение и распространение вида [2]. И если вегетативные клетки динофлагеллат подвержены быстрому разрушению и плохо сохраняются в осадках, то устойчивость стенок оболочек цист перед физическим, химическим и биологическим разрушением позволяет цистам fossilizироваться и сохраняться в толще осадков в течение длительного времени. Концентрации цист динофлагеллат в поверхностных осадках морей зависят от температуры, солености, ледового покрова и продуктивности поверхностных вод, что делает эту группу крайне важной для палеоокеанологических реконструкций [3]. В последние годы диноцисты

широко применяются для палеореконструкций арктических морей [4–9 и др.].

В данной работе представлены первые результаты изучения особенностей видового и количественного распределения цист динофлагеллат в поверхностных осадках Чукотского моря и их зависимости от различных гидрологических параметров.

Материалом для исследования послужили образцы поверхностных осадков Чукотского моря, отобранные в 77 рейсе НИС «Академик Лаврентьев» в 2016 г. Выделение диноцист из осадка осуществлялось по общепринятой методике [10, 11] и проводилось в лаборатории морской палинологии Школы наук о Земле и Океане Университета Виктории (г. Виктория, Канада). Для определения содержания диноцист в предварительно высушенный и взвешенный осадок добавлялось по две таблетки, содержащих фиксированное количество спор *Lycopodium clavatum*. Исследования проводились при помощи светового микроскопа Ломо при увеличении $\times 1000$.

Суммарные концентрации диноцист варьируют в пределах 6200–12400 цист $г^{-1}$. Ассоциации цист динофлагеллат в изученных образцах насчитывают 28 видов и внутривидовых таксонов, характерных для поверхностных осадков Чукотского и Берингова морей [9], но только 6 видов составляют «ядро» комплекса: автотрофные *Operculodinium centrocarpum*, цисты *Pentapharsodinium dalei*, *Spiniferites elongatus* и цисты рода *Alexandrium*, гетеротрофные *Islandinium minutum* и *Brigantedinium simplex*.

В осадках образца UVIC 80, отобранного в западной части моря в зоне распространения холодного Сибирского течения, доминирует *Islandinium minutum*, преобладающий в арктических шельфовых морях и свидетельствующий о высокой продуктивности региона, связанной с поступлением богатых нутриентами вод [12, 13].

В осадках образца UVIC 81, отобранного в восточной части моря в зоне смешения холодного Сибирского течения и теплых берингоморских шельфовых вод, к доминирующему *Islandinium minutum* присоединяются космополит *Operculodinium centrocarpum* и холодноводный вид *Spiniferites elongatus*, считающиеся типичными для берингоморского шельфа видами [9].

В осадках образца UVIC 82, отобранного в центральной части моря, куда направлены теплые берингоморские воды, доля *Islandinium minutum* резко снижается, наряду с ним доминируют *Operculodinium centrocarpum* и цисты рода *Alexandrium*.

Авторы признательны А.С. Астахову за предоставление материала. Работа проведена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10109).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Окологдов Ю.Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Автореф. дис.... д-ра биол. наук. СПб., 2000. 363 с.
2. Коновалова Г.В. Динофлагеллаты (Dinophyta) дальневосточных морей России и сопредельных акваторий Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1998. 300 с.
3. Zonneveld K.A.F., Marret-Davies F., Versteegh G.J.M. et al. The Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 datapoints // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2013. V. 191. P. 1–197.
4. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиессен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 448–465.
5. Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2006. Т. 46. №6. С. 911–921.
6. Клювиткина Т.С. Детальные реконструкции палеогеографических условий в восточной части моря Лаптевых за последние 11.3 тыс. лет. М., 2007. 26 с. Деп. ВИНТИ № 1512-В2006 от 06.12.06 // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр.* № 2.
7. De Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n= 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16 (7). P. 681–698.
8. De Vernal A., Eynaud E., Henry M. et al. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages // *Quaternary Science Reviews*. 2005a. V. 24. P. 897-924.
9. Radi T., de Vernal A., Peyron O. Relationships between dinocyst assemblages in surface sediments and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // *Journal of Quaternary Science* 2001. V. 16. P. 667–680.
10. Pospelova V., Chmura G.L., Boothman W.S., Latimer J.S. Spatial distribution of modern dinoflagellate cysts in polluted estuarine sediments from Buzzards Bay (Massachusetts, USA) embayments // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2005. V. 292. P. 23–40.
11. Pospelova V., Esenkulova S., Johannessen S.C. et al. Organic-walled dinoflagellate cyst production, composition and flux from 1996 to 1998 in the central Strait of Georgia (BC, Canada): A sediment trap study // *Mar. Micropaleontol.* 2010. V. 75. P. 17–37.
12. Heikkilä M., Pospelova V., Hochheim K.P. et al. Surface sediment

dinoflagellate cysts from the Hudson Bay system and their relation to freshwater and nutrient cycling // *Mar. Micropaleontol.* 2014. V. 106. P. 79–109.

13. Heikkilä M., Pospelova V., Forest A., Stern G.A., Fortier L., Macdonald R.W. Dinoflagellate cyst production over an annual cycle in seasonally ice-covered Hudson Bay // *Marine Micropaleontology.* 2016. V. 125. P. 1–24

Surface sediment samples from the Chukchi Sea were analyzed for their palynological content in order to document the regional distribution of dinoflagellate cyst assemblages and their relationships with environmental conditions. The results demonstrate that cyst concentrations vary from 6200 to 12400 cyst g⁻¹ and species diversity is relatively high (28 taxa). However, only six species dominate the assemblages: autotrophic *Operculodinium centrocarpum*, cysts of *Pentapharsodinium dalei*, *Spiniferites elongatus* and cysts of *Alexandrium* spp., heterotrophic *Islandinium minutum* and *Brigantedinium simplex*.

Овсепян Е.А.¹, Иванова Е.В.¹, Гречихина Н.О.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: eovseryan@ocean.ru, ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

Позднечетвертичные океанологические условия в южной части подводного плато Сан-Паулу (Юго-Западная Атлантика) по микропалеонтологическим и изотопным данным

Ovsepyan E.A.¹, Ivanova E.V., Grechikhina N.O.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; ²Moscow State University, Moscow, Russia)

Late Quaternary oceanographic conditions in the southern part of Sao Paulo Plateau (western South Atlantic) based on micropaleontological and isotope data

Ключевые слова: палеоокеанологические реконструкции, бентосные фораминиферы, Южная Атлантика.

В рамках данного исследования изучена колонка АИ-3152, поднятая на краю контуритовой террасы, врезанной в южный уступ плато Сан-Паулу в Юго-Западной Атлантике в 43-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в 2013 г. Для данной колонки разработана возрастная модель, основанная на изотопно-кислородной стратиграфии и подтвержденная тремя радиоуглеродными датировками, выполненными методом ускорительной масс-спектрометрии, в верхней части разреза. Для двух последних ледниково-межледниковых циклов проведены реконструкции биопродуктивности поверхностных вод и содержания кислорода в придонных водах по комплексам бентосных фораминифер и геохимическим данным. Кроме того, установлены интервалы доминирования глубинных водных масс североатлантического (ИКС 1, 3 и 5) и субантарктического (ИКС 2, 4, 6) происхождения на плато Сан-Паулу в течение последних 160 тыс. лет.

В рамках данного исследования изучена колонка АИ-3152 (28°37.338' ю.ш., 42°40.454' з.д., гл. 3435 м, длина 428 см), поднятая с небольшого дрефта на краю контуритовой террасы, врезанной в южный уступ плато Сан-Паулу [1].

Для колонки получены три масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, выполненные в Познаньской Лаборатории (Польша) по раковинам планктонных фораминифер. Пересчет в календарный возраст проводился с помощью программы CALIB 7.0.4 с применением морской калибровочной кривой Marine13 [2] без дополнительной поправки на глобальный резервуарный эффект из-за удаленности района от областей апвеллинга [3]. Полученные радиоуглеродные датировки подтвердили голоценовый и позднплейстоценовый возраст осадков верхней части

колонки. Определение возраста осадков за пределами применения радиоуглеродного метода производилась путем визуального сопоставления графика изотопно-кислородного состава раковин бентосного вида *Cibicoides wuellerstorfi* по колонке АИ-3152 с опорной глобальной кривой LR04 [4] для Мирового океана. Анализ хода кривых и сопоставление экстремумов на обоих графиках позволили выделить 8 дополнительных опорных точек, возраст между которыми определялся путем интерполяции. В результате проведенной работы установлено, что колонка АИ-3152 вскрыла осадки последних 167 тыс. лет (изотопно-кислородные стадии (ИКС) 6-1). Скорости осадконакопления, рассчитанные между опорными точками, включая радиоуглеродные датировки, меняются от 0.7 до 4.1 см/тыс. лет с максимальными значениями в интервале ИКС 2 и минимальными величинами в ИКС 5.

Количественные анализы комплексов бентосных фораминифер в совокупности с изотопно-углеродными данными и кривыми распределения общего органического углерода и карбоната кальция позволили реконструировать поверхностные и придонные палеоокеанологические условия в районе плато Сан-Паулу за последние 167 тыс. лет.

Сопоставление изотопно-углеродной кривой по колонке АИ-3152 с аналогичными данными по колонкам из Северной Атлантики и Южного океана показало увеличение североатлантической компоненты в составе придонных вод в районе исследования в течение теплых ИКС 5, 3 и 1. Преобладание субантарктической компоненты реконструируется в пределах холодных интервалов ИКС 6, 4 и 2. Минимумы $\delta^{13}\text{C}_{U.peregrina}$ совпадают с интервалами пониженного содержания карбоната кальция в осадке, а также с недостаточным для палеоокеанологических реконструкций количеством бентосных фораминифер в пробе. Это может свидетельствовать об ухудшении сохранности карбонатных микрофоссилий в условиях агрессивной среды, связанной с водами субантарктического происхождения. Однако стоит отметить, что другие индикаторы растворения, такие как процентное содержание фрагментов раковин планктонных фораминифер и соотношение планктонных и бентосных форм, указывают на усиление агрессивности среды только в интервале максимума предпоследнего оледенения (окончание ИКС 6) и ИКС 4. Вероятно, субантарктическая составляющая в водной толще была более значительной в этих интервалах, чем в более поздней ИКС 2.

В интервалах доминирования североатлантической компоненты (ИКС 5, 3 и 1), а также в середине ИКС 6, число раковин в образце оказалось достаточным для надежных палеоокеанологических реконструкций. Количественные анализы показали, что комплексы бентосных фораминифер представлены четырьмя основными видами: *C. wuellerstorfi*, *Nutallides umbonifer*, *Oridorsalis umbonatus* и *Globocassidulina subglobosa*. Указанные виды обитают в условиях низкого или умеренного потока органического

вещества на дно, следовательно, биологическая продуктивность поверхностных вод была невысокой в течение ИКС 5, 3 и 1. Это подтверждается и пониженными содержаниями общего органического углерода в осадке. В пределах холодных интервалов ИКС 6, 4 и 2 увеличение концентраций $C_{орг}$ скорее всего, свидетельствует о повышении потока органического вещества на дно. Минимумы численности планктонных и бентосных фораминифер в течение ИКС 6, 4 и 2 не подтверждают данный вывод. Однако они являются скорее следствием растворения карбонатных остатков в условиях доминирования агрессивных субантарктических вод, нежели свидетельством понижения биопродуктивности.

Сумма процентных содержаний видов-индикаторов высокой продуктивности (*Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Brizalina* spp., *Fursenkoina* spp.) невелика и составляет в среднем 10-15%. Однако значения суммы возрастают на границах интервалов середины/окончания ИКС 6, ИКС 6/5, ИКС 4/3 и ИКС 3/2. В голоцене суммарное процентное содержание видов-индикаторов высокой продуктивности достигает 50%. Указанные данные свидетельствуют, что продуктивность поверхностных вод была невелика в течение последних 167 тыс. лет.

Среди кислородозависимых групп, выделенных по методике Кайхо [5], в течение изученного интервала преобладает субоксидный комплекс, однако, доля оксидной группы увеличивается во время доминирования североатлантической компоненты в придонных водах. Это означает в целом умеренное содержание кислорода вблизи дна на плато Сан-Паулу с эпизодами повышения его концентраций в пределах теплых интервалов в течение двух последних ледниково-межледниковых циклов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 14-50-00095) и программы ПЗ Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Отчет 43-го рейса НИС «Академик Иоффе», 2013.
2. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal. BP // Radiocarbon. V. 55. № 4. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.
3. Razik S., Chiessi C.M., Romero O.E., von Dobeneck T. Interaction of the South American Monsoon system and the southern westerly wind belt during the last 14 kyr // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2013. V. 374. P. 28–40.
4. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA1003. P. 1–17.
5. Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719–722.

In the framework of this investigation, we studied the sediment core AI-3152 retrieved from the southern Sao Paulo Plateau escarpment, western South Atlantic, during the 43-th cruise of R/V “Akademik Ioffe” in 2013. The age model of the core is based on oxygen isotope stratigraphy and supported by three AMS¹⁴C dates for the upper part of the section. Changes in sea surface bioproductivity and bottom-water oxygenation have been reconstructed during two last glacial-interglacial cycles based on benthic foraminiferal assemblages and geochemical data. Intervals of a dominance of northern- (MIS 1, 3 and 5) and southern- (MIS 2, 4 and 6) origin deep water masses on the southern part of Sao Paulo Plateau have been revealed for the last 160 kyr.

**Овсепян Е.А.¹, Иванова Е.В.¹, Лембке-Йене Л.², Макс Л.²,
Тидеманн Р.², Нюрнберг Д.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

eovseruan@ocean.ru, ² Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия, ³ ГЕОМАР, Гельмгольц центр по изучению океана, Киль, Киль, Германия)

Океанологические вариации в Беринговом море в течение двух последних ледниковых циклов: связь с климатическими изменениями в Северной Атлантике

**Ovsepyan E.A.¹, Ivanova E.A.¹, Lembke-Jene L.², Max L.²,
Tiedemann R.², Nürnberg D.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany, ³GEOMAR Helmholtz center for ocean research Kiel, Kiel, Germany)

Bering Sea oceanographic variations during two last glacial cycles: links to North Atlantic climate

Ключевые слова: оледенения, палеоокеанологические реконструкции, тысячелетняя изменчивость, биопродуктивность, содержание кислорода, бентосные фораминиферы, Берингово море, удаленная передача климатических сигналов

В работе представлены данные по колонке донных осадков (SO201-2-85KL) из западной части Берингова моря для оценки орбитальных и тысячелетних изменений океанологических условий в течение двух ледниково-межледниковых циклов, включая обе терминации. На основании вариаций комплексов бентосных фораминифер, гранулометрических данных и результатов предыдущих исследований были реконструированы изменения биопродуктивности поверхностных вод, содержания кислорода в придонных водах и ледовых условий за последние 180 тыс. лет. Наши данные продемонстрировали, что повышенная биопродуктивность и ограниченный ледовый покров были характерны для интервала предпоследнего оледенения, в то время как низкая биопродуктивность и обширный ледовый покров были типичны во время последнего оледенения. Тысячелетние колебания содержания кислорода в придонных водах выявлены в середине предпоследнего оледенения. Установленная высокоамплитудная изменчивость природной среды напоминает хорошо известные климатические циклы Дансгаарда-Эшгера, выделенные в течение последнего ледникового цикла. Палеоокеанологические условия в Терминации I и II демонстрируют схожую последовательность изменений биопродуктивности, причем пики биопродуктивности ярче выражены в интервале Терминации II. Представленные результаты согласуются с выводами предыдущих исследований о синхронности тысячелетней климатической изменчивости в северной части Тихого океана и Северной Атлантике, начиная, по крайней мере, с интервала предпоследнего оледенения.

В данной работе представлены результаты изучения колонки SO201-2-

85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м, длина 18 м), поднятой в 2009 году с хребта Ширишова в западной части Берингова моря в ходе российско–германской экспедиции на НИС «Sonne» [1, 2].

Возрастная модель колонки разработана германскими коллегами и была опубликована в работах [3, 4]. Однако в рамках данного исследования она была пересмотрена для интервала предпоследнего оледенения. Для уточнения возрастной модели нижней части колонки (>122 т.л.н.) все опорные точки, полученные на основании корреляции палеомагнитных данных, были удалены, а максимумы интенсивности Са по колонке SO201-2-85KL сопоставлены с эпизодами увеличения температур поверхностных вод, рассчитанных по колонке MD01-2443/2444 с континентального склона Иберийского полуострова [5]. В результате получено 10 новых опорных точек, которые позволили определить возраст нижней части колонки – 190 т.л.н. Неопределённость пересмотренной возрастной модели колонки SO201-2-85KL по всей длине составляет ± 2 тыс. лет, что дает возможность оценивать тысячелетние океанологические изменения в течение предпоследнего оледенения.

Кривые распределения комплексов бентосных фораминифер [6] были сопоставлены с новыми изотопными данными, полученными по бентосному виду *Uvigerina peregrina*, и результатами подсчета терригенных зерен во фракции 250–1000 μm .

В результате проведено сопоставление палеоокеанологических условий в западной части Берингова моря для интервалов двух последних оледенений (ИКС 6 и ИКС 4-2), включая интервалы терминаций, а также рассмотрены механизмы формирования тысячелетней изменчивости в пределах предпоследнего ледникового цикла.

Доминирование разных индикаторных сообществ бентосных фораминифер в течение ИКС 6 и ИКС 4-2 указывает на существенное различие палеоокеанологических условий в течение интервалов двух последних оледенений. Преобладание видов-индикаторов сезонной биопродуктивности *Alabaminella weddellensis* в интервале последнего оледенения и повышенное содержание показателя высокой биопродуктивности *Bulimina tenuata* в течение предпоследнего оледенения указывают на более интенсивный поток органического вещества на дно в интервале ИКС 6 по сравнению с ИКС 4-2. Доминирование (около 90%) субоксидной группы бентосных фораминифер свидетельствует об умеренном содержании кислорода вблизи дна в течение ИКС 4-2, в то время как пики дизоксидной группы демонстрируют эпизоды дефицита кислорода вблизи дна в интервале ИКС 6. Сопоставление гранулометрических данных для интервалов предпоследнего и последнего оледенений показало, что ледовый покров был менее обширным в течение ИКС 6, чем в ИКС 4-2.

В результате предыдущих исследований было установлено, что в интервале последнего оледенения тысячелетние максимумы

биопродуктивности поверхностных вод в Беринговом море коррелируют с эпизодами потепления (интерстадиалами Дансгаарда-Эшегера) в Северной Атлантике и Гренландии (например, [4]). В интервале предпоследнего оледенения в западной части Берингова моря высокоамплитудная изменчивость индикаторов биопродуктивности наиболее ярко проявляется в интервале 172-148 т.л.н. Пики соотношения *B. Tenuata* / *A. weddellensis* совпадают с высоким содержанием органического углерода в осадке и максимальными концентрациями брома, измеренного рентгено-флюоресцентным методом [4]. Одновременные увеличения значений независимых индикаторов биопродуктивности указывают на кратковременные повышения потоков органического вещества на дно в течение предпоследнего оледенения. Эти эпизоды сопровождались понижением содержания кислорода в придонных водах на промежуточных глубинах, как следует из низких значений соотношения субоксидной и диоксидной группы бентосных фораминифер. Резкие колебания биопродуктивности и содержания кислорода в придонных водах напоминают изменчивость, характерную для интервалов циклов Дансгаарда-Эшгера в Беринговом море в течение интервала последнего оледенения. Подобная высокоразрешающая изменчивость впервые зафиксирована в северной части Тихого океана для ИКС 6. Кратковременные эпизоды повышения температуры поверхностных вод зафиксированы в тропической области на континентальном склоне Иберийского полуострова в течение предпоследнего оледенения. В ряде случаев по времени они совпадают с интервалами повышения биопродуктивности поверхностных вод в западной части Берингова моря, что свидетельствует в пользу синхронности палеоокеанологических событий в Атлантике и субарктической области Тихого океана. В качестве возможных механизмов, объясняющих такую синхронность тысячелетних событий, рассматривается удаленная передача климатических сигналов через атмосферу [7]. Изменения положения и интенсивности атмосферных центров, связанных величиной ледниковых щитов в Северной Америке, могли влиять на поставку тепла из низких широт в высокие в Тихом и Атлантическом океанах. С другой стороны, миграция внутритропической зоны конвергенции на север могла способствовать усилению притока тепла в высокие широты в течение интерстадиалов Дансгаарда-Эшгера. Более ярко выраженная в ИКС 6 тысячелетняя изменчивость, вероятно, связана с более теплым климатом в интервале предпоследнего оледенения по сравнению с интервалом последнего оледенения.

Сопоставление индикаторов биопродуктивности и содержания кислорода в придонных водах по колонке SO201-2-85KL в пределах Терминаций I и II показало, что тысячелетние палеоокеанологические условия в Беринговом море развивались по схожему сценарию. Повышение биопродуктивности поверхностных вод и дефицит кислорода в придонных водах зафиксирован

в середине Терминации II. Этот эпизод напоминает аналогичное событие в интервале беллинг/аллеред в течение Терминации I. Увеличение потока органического вещества на дно и уменьшение содержания кислорода в придонных водах установлено и в самом начале Терминации II. Это событие могло являться более ярко выраженным аналогом эпизода предполагаемого ослабления стратификации и подъема богатых биогенными элементами вод к поверхности в начале Терминации I [8]. Вероятно, более обширный ледовый покров в самом начале Терминации I препятствовал повышению цветению фитопланктона несмотря на обилие биогенных элементов в поверхностном слое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-35-60063) и в рамках проекта ИОРАН № 0149-2014-0029 Госзадания 75.28.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dullo W.-C., Baranov B., van den Bogaard C. (Eds.). SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report. Germany: IFM_GEOMAR, 2009. Report N 35.
2. Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Lembke-Jene L. et al. Penultimate and last glacial oceanographic variations in the Bering Sea on millennial timescales: Links to North Atlantic climate // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 163. P. 135–151.
3. Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R. et al. Sea surface temperature variability and sea_ice extend in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // *Paleoceanography*. 2012. V. 27. PA3213. doi:10.1029/2012PA002292.
4. Riethdorf J.-R., Nuernberg D., Max L. et al. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr//*Clim. Past*. 2013. V. 9. P. 1345–1373.
5. Martrat B., Grimalt J.O., Shackleton N.J., de Abreu L., Hutterli M.A., Stocke T.F. Four climate cycles of recurring deep and Surface water destabilizations on the Iberian margin // *Science*. 2007. V. 317. P. 502–507.
6. Овсепян Е.А. Корреляция палеоокеанологических событий между низкими и высокими широтами Тихого океана в течение последних ледниково-межледниковых циклов // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.28. М.: 2015. 26 с.
7. Praetorius S.K., Mix A.C., 2014. Synchronization of North Pacific and Greenland climate preceded abrupt deglacial warming // *Science*. 2014. V. 345. P. 444–448.
8. Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Макс Л. и др. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря в позднечетвертичное время // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 237–248.

In order to reconstruct orbital- and millennial-scale paleoceanographic conditions, high-resolution multi-proxy records from a marine sediment core SO201-2-85KL, western

Bering Sea, are presented for penultimate and last glacial intervals, including terminations. Variations in sea-surface biological productivity, intermediate-water oxygenation and sea-ice conditions are inferred from changes in foraminiferal assemblages, grain-size content and previously published records during the last 190 kyr. Relatively high sea surface bioproductivity and reduced sea-ice cover are reconstructed for the penultimate glacial interval, whereas low bioproductivity and expanded sea-ice cover seem to be typical for the last glacial time. Millennial-scale changes in intermediate water ventilation are reconstructed from foraminiferal records for the penultimate glacial interval. High-amplitude environmental variability in the Bering Sea during the penultimate glaciation resembles the well-known Dansgaard-Oeschger oscillations. The intervals of Termination II and I demonstrate a similar succession of high-bioproductivity events, being more pronounced during the penultimate glacial-interglacial transition.

**Овсебян Я.С.^{1,2,3}, Новичкова Е.А.², Тихонова А.В.²,
Козина Н.В.², Корсун С.А.^{2,4}, Матуль А.Г.²**

(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; ⁴Биологический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург)

Мультидисциплинарные исследования колонки с северо-восточной континентальной окраины Шотландии: микрофауна и литология

**Ovsepyan Ya.S.^{1,2,3}, Novichkova Ye.A.², Tikhonova A.V.²,
Kozina N.V.², Korsun S.A.^{2,4}, Matul A.G.²**

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg; ⁴Biological Faculty of St.Petersburg State University)

Multiproxy investigation of sediment core from the North-East Scotland continental margin: microfauna and lithology

Ключевые слова: Северная Атлантика, литология, фораминиферы, планктон, бентос, палеорекострукции

Для новой колонки АИ-3521 с северо-восточной континентальной окраины Шотландии представлены предварительные результаты литологического и микрофаунистического исследований. Стратиграфия, построенная на содержании раковин холодноводного вида планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin., позволяет выделить пять интервалов в рамках двух последних ледниковых циклов. Среди бентосных фораминифер на протяжении всего разреза присутствует вид *Cassidulina neoteretis*, приуроченный к Северо-Атлантическому течению.

Северная Атлантика является одним из ключевых районов Мирового океана для изучения палеоклиматических изменений благодаря сочетанию уникальных гидрологических характеристик водных масс, переносимых из тропических районов системой поверхностных и глубинных течений, а также процессов седиментации, обусловленных как гидродинамикой вод, так и геоморфологией дна океана.

В работе приводятся предварительные данные микропалеонтологического и литологического исследования колонки с северо-восточной континентальной окраины Шотландии, отобранной в 51-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в 2016 г. Место расположения колонки АИ-3521 (59°30.009 N, 7°20.062 W, глубина моря 1051 м), находится в зоне влияния восточной ветви Северо-Атлантического течения. Исследование колонки позволяет реконструировать изменение среды и интенсивность Северо-Атлантического течения на протяжении последних двух

ледниковых циклов.

Длина колонки составляет 412 см, из нее были отобраны образцы на микропалеонтологический анализ через каждые 10 см. Предварительное литологическое описание колонки проводилось на борту судна по методике Лисицына и Петелина [1] принятой в ИО РАН. Тип осадка определялся согласно классификации морских донных осадков Безрукова, Лисицына [2], принятой в ИО РАН и лежащей в основе всех карт донных осадков Мирового океана. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв: Munsell soil-color charts with genuine Muncell® color chips 2009 year revised production [3].

Пробоподготовка для анализа ассоциаций планктонных и бентосных фораминифер проводилась по стандартной методике [4].

Нижняя часть колонки (170–414 см) представлена пелитовым илом темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета. По всему разрезу встречены раковины планктонных и бентосных фораминифер, остракод и моллюсков. На горизонте 236–297 см и 320–410 см в осадке появляется большое количество прослоев и пятен гидротроилита. Верхние 170 см колонки донных осадков сложены алеврито-пелитовым илом от светло-оливко-коричневого (2.5Y/5/3) до темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета с примесью фораминифер песчаной размерности [5].

Предварительное стратиграфическое разделение колонки основано на процентном содержании холодноводного вида планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin., который доминирует в фауне на протяжении ледниковых эпох.

В нижнем интервале колонки (412–300 см) комплекс планктонных фораминифер характеризуется преобладанием *N. pachyderma* sin., но степень доминирования этого холодноводного вида невелика (50–70%). Весьма разнообразны тепловодные планктонные фораминиферы: *Globigerina bulloides*, *Turborotalita quinqueloba*, *N. pachyderma* dex., *Globorotalia scitula*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Orbulina universa*. Среди бентосных фораминифер также наблюдается высокое биоразнообразие. Всё это говорит о том, что условия были умеренно тепловодными.

В интервале 300–150 см до 95% комплекса планктонных фораминифер составляет *N. pachyderma* sin. Низкое разнообразие также присуще бентосному сообществу, где преобладает *Cassidulina neoteretis* (90–95%). В этом интервале отмечается высокое содержание материала ледового разноса. По всей вероятности, он соответствует холодной ледниковой эпохе.

В интервале 100–150 см наблюдается увеличение доли тепловодных видов среди планктона, а также увеличение биоразнообразия в бентосном сообществе и сильное уменьшение количества материала ледового разноса, что свидетельствует о более теплой эпохе. Однако отмечается единичный

максимум содержания *N. pachyderma* sin. (до 70%): такие изменения в составе фауны могли происходить в эпоху дегляциации.

Выше по колонке в интервале 30–100 см вновь появляется материал ледового разноса, разнообразие сильно увеличивается и среди бентосных, и среди планктонных фораминифер. Вероятно, данный интервал накопился в течение теплой климатической эпохи, скорее всего, во время первой половины голоцена. Среди бентосных фораминифер наиболее часто встречаются *Uvigerina* sp., *Melonis barleeanus*, *Cassidulina reniforme*, *Haynesina orbiculare*, *Pyrgo* sp., *Stainforthia* sp., *Nonion labradoricum*.

Верхние 30 см осадка колонки наиболее богаты фауной. Среди планктонных фораминифер доминирует *G. bulloides*, а также встречается множество тепловодных видов, как и внизу колонки. Материал ледового разноса почти не представлен при том, что содержание карбоната кальция максимальное в колонке (до 37%). Все это может свидетельствовать о том, что отложения накопились во второй половине голоцена.

На протяжении всего разреза отмечается постоянное присутствие в комплексе бентосных фораминифер *C. neoteretis* от 5 до 95%. Данный вид приурочен к подповерхностным атлантическим водным массам, которые проходят в непосредственной близости от места расположения колонки [6].

На следующем этапе исследования планируется построение возрастной модели колонки АИ-3521 на основе радиоуглеродных датировок, а также данных по изотопному составу раковин планктонных и бентосных фораминифер, что позволит уточнить стратиграфию и повести палеоокеанологические реконструкции.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за предоставленный для исследования материал. Микропалеонтологическое изучение колонки проведено в рамках проекта РНФ 16-47-02009, литологическое – по проекту РНФ 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
2. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
3. Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.
4. Овсебян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 964–112.
5. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические

исследования Северной Атлантики в 51-м рейсе «Академик Иоффе» // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516.

6. Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Labeyrie, L., van Weering, T.C.E. Circulation changes in the Faeroe-Shetland Channel correlating with cold events during the last glacial period (58–10 ka). *Geology*. 1996. V. 24. P. 937–940.

We present the preliminary results on lithology and microfauna in sediment core AI-3521 from the North-East Scotland continental margin. The stratigraphy is based on the content of planktic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* sin. The most abundant benthic species is *Cassidulina neoteretis*, which indicates the presence of the warm subsurface North Atlantic Current.

Оськина Н.С., Хусид Т.А., Либина Н.В., Доманов М.М.

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

Находки тепловодных планктонных фораминифер в Арктике и их связь с атлантическими течениями

Oskina N.S., Khusid T.A., Libina N.V., Domanov M.M.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Finds of warmwater planktic foraminifera in the Arctic and their relation with atlantic currents

Ключевые слова: тепловодные планктонные фораминиферы в Арктике, в Карском море, море Лаптевых, перенос атлантическим течением

Находки тепловодных фораминифер отмечались и ранее, но очень редко. Получив материал из Карского моря с многочисленными тепловодными планктонными фораминиферами в нескольких пробах из Новоземельского желоба при полном отсутствии их в остальной части Карского моря, мы предположили их связь с теплыми течениями атлантического происхождения.

Находки тепловодных фораминифер отмечались и ранее, но очень редко. Получив материал из Карского моря с многочисленными тепловодными планктонными фораминиферами в нескольких пробах из Новоземельского желоба при полном отсутствии их в остальной части Карского моря, мы предположили их связь с теплыми течениями атлантического происхождения (рисунок). Нами были собраны все данные по аналогичным находкам в Арктике для того, чтобы выявить их связь с атлантическими течениями [1].

Изученный нами материал был получен с помощью коробчатого дночерпателя в рейсах судов «Академик Мстислав Келдыш» (66 рейс), «Профессор Штокман» (128 рейс), «Академик Борис Петров» (22 рейс), «Дмитрий Менделеев» (49 рейс). Материал представлен поверхностным слоем осадка (0–2 см), две пробы взяты из слоев 5–7 и 7–10 см. Образцы отмывались через сито с размером ячеек 0.05 мм, высушивались и просматривались в световом микроскопе с увеличением в несколько десятков раз. В образцах просматривались бентосные и планктонные фораминиферы. Бентосные фораминиферы были отмечены во всех пробах, они представлены как агглютинированными, так и известковыми формами. В Арктическом бассейне бентосные фораминиферы занимают разнообразные экологические ниши: обитают в фиордах, речных эстуариях и глубоких океанических котловинах. В высокоширотных областях выявлены связи их распространения, в первую очередь с условиями питания, а также с донной соленостью, связанной с выносом речных вод, с составом органического материала, со структурой и составом осадка [2–4 и др.]. В целом обнаруженная фауна бентосных фораминифер характерна для

континентального склона Карского моря.

Как известно, планктонные фораминиферы обитают в водах высоких широт Атлантического и Тихого океанов, а также в Северном Ледовитом океане. Как правило, это немногочисленный комплекс, включающий всего несколько видов, принадлежащих к субарктической (СА) и умеренной (У) климатическим группам [5]. Обычно он характеризуется доминированием, вплоть до 90–95% субполярного вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Кроме этого вида в комплексе присутствуют умеренные виды – *Globigerina quinqueloba*, *G. bulloides*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Neogloboquadrina pachyderma* dex. Тепловодные виды планктонных фораминифер, принадлежащие к субтропической, тропической и экваториально-тропической группам, в Северном Ледовитом океане отсутствуют, поэтому большой интерес для палеоокеанологии представляют неожиданные и довольно многочисленные находки тепловодных видов в таком холодноводном и мелководном регионе как Карское море.

Нами обнаружены раковины планктонных видов в заметных количествах – до 70–80 экземпляров в некоторых пробах Карского моря, где они составляли более 12% от общего числа фораминифер (Рисунок). Большинство из них были получены в 66 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июле 2016 г., и они содержат богатую фауну тепловодных фораминифер, включающую субтропическую (СТ), тропическую (Т) и экваториально-тропическую (ЭТ) группы видов. Самую высокую долю – 47 % они составили в пробе 5303, взятой у южного края Новоземельского желоба. Около 20% тепловодных видов содержится в двух пробах из южного района желоба (ст. 5394) и на станции вблизи северного окончания желоба (ст. 5308). Обе станции взяты в том же рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Относительно большая часть (около 12%) тепловодных видов содержится в пробе 128–44, полученной в 128 рейсе НИС «Профессор Штокман» в августе 2014 г. в желобе Святой Анны (Северный Ледовитый океан). И только на станции 22-57 из северной части Карского моря, вблизи архипелага Новой Земли, полученной в 22 рейсе НИС «Академик Борис Петров» в сентябре 1995 года, встречены исключительно холодноводные виды, причем больше 2/3 комплекса составляет субарктический вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin.

Все встреченные тепловодные виды являются «экзотическими» для изученного региона. Раковины их в этих пробах отличаются мелкими размерами и довольно тонкими стенками, незрелостью, которая выражается в уменьшенном количестве камер в последнем обороте. По гидрологическим данным температура поверхностного слоя воды Карского моря достигает летом 8–10°C в приустьевой части моря, в то время как в центральной части не превышает 3–4°C. Мы предполагаем, что эти раковины были принесены течениями из Атлантики. Аналогичные данные по тепловодным видам в холодных регионах были известны в литературе,

посвященной фораминиферам из бухт Баренцева моря [6], из осадков моря Лаптевых [2, 7], из водной толщи моря Лаптевых [8], из колонки, взятой в центральной Арктике [9]. Выпадение раковин планктонных фораминифер в этих регионах, возможно, связано с уменьшением скорости течения на мелководье или другими гидрологическими факторами.

Появление экзотических тепловодных видов, несомненно, вызвано мощным притоком атлантических вод и, скорее всего, раковины перемещались с подповерхностным наиболее прогреваемым слоем воды (рисунок). Все эти раковины были принесены из Карибского моря в Карское и другие регионы Арктики, скорее всего, в течение одного летнего сезона, поскольку скорость атлантических течений составляет 2–4 км/час, максимальная скорость Гольфстрима – 10 км/ч. Судя по литературным данным, такой перенос происходил и в голоцене, и в плейстоцене.

Поступление атлантических вод в Карское море возможно тремя путями: из Баренцева моря с ветвью БАВ вдоль западного берега Новой земли огибая ее с севера. Эти воды не проходят фронт и не поступают в юго-западную часть моря. С севера АВ поступают в составе фрамовской ветви через желоба Святой Анны и Воронина в слое 100–600 м. С юго-запада заток модифицированных атлантических вод в Карское море осуществляется через проливы Карские Ворота и Югорский Шар с Баренцевоморскими водами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований проекта Института океанологии РАН № 0149-2014-0027, Программы Президиума РАН № 1.3П «Мировой океан: многофазность, многомасштабность, многокомпонентность»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Национальный атлас России. Главная редакция НАР при Госцентре «Природа». Т. 2. 2007.
2. Овсепян Я. С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А, Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т.23. № 6. С. 96–112.
3. Khusid T., Korsun S. Modern benthic foraminiferal assemblages in the Kara Sea // *Berichte zur Polarforschung*. 1996. № 212. P.308–314.
4. Polyak L., Korsun S., Febo A., Stanovov V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara sea, a river–influenced Arctic marine environment // *J. Foram. Res.* 2002. V. 12. № 3. P. 252–273.
5. Баращ М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды // *Микропалеонтология морей и океанов*. М.: Наука. 1974. С. 138–149.

6. Потехина Е.М., Хусид Т.А., Беляева Н.В. Фораминиферы и минеральные включения бухтовых льдов Северного острова Новой Земли. // Бюл Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1991. Т.66. Вып. 2. С. 126–127.
7. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В., Чеховская М.П., Сафарова С.А. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
8. Volkmann R. Planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and Fram Strait – Modern distribution and ecology // Journal of Foraminiferal Research. 2000. V. 55. P. 75–105.
9. Беляева Н.В., Хусид Т.А., Чеховская М.П. Фораминиферы в позднечетвертичных осадках Центральной Арктики // В сб. Стратиграфия отложений и палеоокеанология Мирового океана. М.: Наука. 1993. С. 141–148.

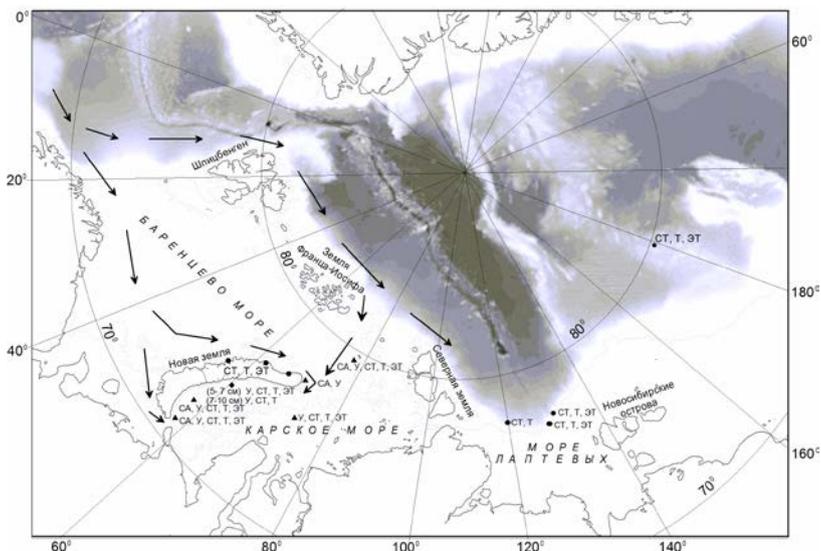


Рисунок. Местонахождения планктонных фораминифер в осадках и водной толще Северного Ледовитого океана, в которых по авторским данным (треугольник) и литературным данным (кружок) обнаружены тепловодные формы.

Warmwater species of planktonic foraminifera where studied in the Arctic. It is shown also what at complexes of planktonic foraminifera the significant amount of kinds of warmwater species from equatorial, tropical and subtropical regions are presented. It is supposed that they are brought to the Arctic by a current from low latitudes. Earlier it was shown that alive warm-loving species meet in waters of the Laptev Sea and their shells were observed in the present sediments of the marginal part of the Laptev Sea.

Палечек Т.Н.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: tpalechek@yandex.ru)

Новые данные о распространении семейства Prunobrachidae на Северо-Востоке России

Palechek T.N.

(Geological Institute of RAS, Moscow)

New data on the distribution of the family Prunobrachidae in the North-East of Russia

Ключевые слова: радиолярии, семейство Prunobrachidae, верхний мел, биполярное распространение, Северо-Восток России

Рассмотрено распространение и стратиграфический потенциал семейства Prunobrachidae Pessagno. В Тихоокеанской провинции в северном полушарии было установлено самое северное местонахождение прунобрахидных форм в р-не Чаунской губы на 69⁰ с.ш. в современных координатах и самое южное местонахождение на острове Шикотан (Малая Курильская гряда) на 43⁰ с.ш. Биостратиграфическое подразделение в ранге слоя с фауной с Prunobrachium articulatum впервые прослежено в разрезах Коряжского нагорья, п-ова Камчатка и о-ва Шикотан. Уровень с Prunobrachium articulatum может быть протянут от Русской плиты через Урал, Западную Сибирь до Тихоокеанской окраины.

Радиолярии позднемелового семейства Prunobrachidae Pessagno характеризуются относительно узким стратиграфическим интервалом распространения и встречаются в основном в умеренных и высоких широтах, что является важным фактом для изучения их как стратиграфического потенциала, так и особенностей палеогеографического распространения.

Представители семейства Prunobrachidae - это достаточно примитивные формы с губчатым толстостенным скелетом с вытянутой по вертикальной оси раковины. Они обитали в сравнительно неглубоких, холодноводных (или с прохладными водами) бассейнах, тяготеющих к огромным массам суши, вблизи береговой линии [1]. Виды рода Prunobrachium (8 видов) распространены симметрично и биполярно относительно экватора. Время существования рода Prunobrachium – верхи сантона-кампан, в самом начале маастрихта род вымирает. Ареал распространения по данным разных авторов оценивается в северном полушарии для Восточной Европы 48⁰-62⁰ с.ш. в современных координатах, для Тихоокеанского региона в северном полушарии 35⁰-62⁰ с.ш., и 44⁰-52⁰ ю.ш. в южном полушарии [1, 2]. В настоящее время наиболее высокоширотная находка прунобрахид в Тихоокеанском регионе в северном полушарии известна в р-не Чаунской губы 69⁰ с.ш. в современных координатах [3], а наиболее южная на о-ве Шикотан на 43⁰ с.ш. [4].

На Северо-Востоке России благодаря проведению за последние два десятилетия тематических разномасштабных работ было открыто несколько новых местонахождений представителей семейства *Prunobrachidae*. Этот факт представляется чрезвычайно важным, так как подобные находки позволяют не только уверенно говорить о возрасте зачастую “немых” вмещающих толщ, не содержащих другой микро- и макрофауны, но и проводить межрегиональные корреляции и реконструировать палеообстановки.

Представители прунобрахид обнаружены в ряде районов Коряжского нагорья: в Усть-Бельских горах [5], в р-не Чаунской губы [3], в бассейне р.Ватына на Олоторском п-ове [6] и п-ове Камчатка: на Камчатском перешейке [7], на Западной Камчатке (междуречье р.Анадырка – р.Палана) [8], п-ове Камчатский мыс [90], на Шипунском п-ове и Леховских горах [10,11], а также на о. Шикотан (Курильские о-ва) [4] (рис.).



Рисунок. Местонахождения представителей семейства *Prunobrachidae* на Северо-Востоке России в современных координатах. 1 – р-н Чаунской губы; 2 – Усть-Бельские горы; 3 – бассейн р.Ватына; 4 – Камчатский перешеек; 5 – междуречье р. Анадырка – р.Палана; 6 – п-ов Камчатский Мыс; 7 – Кроноцкий п-ов; 8 – Шипунский п-ов и горы Лехова; 9 – остров Шикотан (Малая Курильская гряда).

На территории Коряжского нагорья (северо-западная часть нагорья)

изученные местонахождения протягиваются меридиональной полосой от побережья Чаунской губы до р-на Усть-Бельских гор и далее на юг до бассейна р.Ватына (южная часть Корякского нагорья). Находка кампанских радиолярий с доминированием семейства прунобрахид в районе Усть-Бельских гор была сделана впервые [5]. На территории п-ова Камчатка местонахождения представителей этого семейства известны начиная от Камчатского перешейка и протягиваются также полосой меридионального направления по восточным полуостровам Камчатки (полуострова с севера на юг: Камчатский Мыс, Кроноцкий п-ов, Шипунский п-ов) вплоть до острова Шикотан Малой Курильской гряды на юге (рис.), т.е. по окраине континента в современных координатах. На территории Западной Камчатки, где описаны разрозненные выходы меловых отложений, находки пруноидных форм отмечены в береговых разрезах междуречья р.Анадырка – р.Палана и на мысе Пятибратский [8]. В Срединном хребте центральной Камчатки в описанных радиоляриевых ассоциациях присутствие прунобрахид не отмечалось.

Благодаря открытию новых местонахождений пруноидных форм впервые удалось проследить слои с *Prunobrachium articulatum* в разрезах Корякского нагорья, п-ова Камчатка и о-ва Шикотан. Уровень с *Prunobrachium articulatum* протянут от Русской плиты через Урал, Западную Сибирь до Тихоокеанской окраины. Этот факт представляется очень важным, так как позволяет не только маркировать (датировать) отложения на Северо-Востоке России, часто лишенные каких – либо других макро- и микрофаунистических остатков, но проводить межрегиональные корреляции в бореальной провинции и реконструировать условия осадконакопления.

Обнаружение новых местонахождений прунобрахид, в таксономическом составе которых присутствуют виды, первоначально описанные из кампанских отложений Русской плиты и Западной Сибири [12-14] подтверждают точку зрения Э.О.Амона [15] о связи Палеосибири с Палеоарктикой и Палеопацификой в кампанское время и наличии меридиональных течений с помощью которых представители этого семейства заселили эти территории.

Автор благодарит ПАО "НК "Роснефть" за возможность частично использовать материалы, полученные в рамках проекта, реализованного при финансировании ПАО "НК "Роснефть" (в рамках договора ГИН РАН с ЗАО "РН-Шельф-Дальний Восток)". Автор искренне признателен А.В.Моисееву и И.В.Гульпе, Н.В.Цуканову и Д.П.Савельеву, Е.П.Терехову и А.В.Можеровскому, дополнившим авторскую коллекцию образцами кремнистых пород из различных регионов Северо-Востока России; Н.В.Горьковой и Е.А.Жегалло – за фотосъемку радиолярий в сканирующем электронном микроскопе.

Работа выполнена по теме лаборатории госзадания ГИН РАН № 0135-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амон Э. О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 5. Екатеринбург: ИГГУРО РАН. 2000. 209 с.
2. Kopaeovich L., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 441. P. 493–515.
3. Палечек Т. Н. Распространение и стратиграфический потенциал семейства Prunobrachidae // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. (в печати).
4. Палечек Т. Н., Терехов Е. П., Можеровский А. В. Кампан-маастрихтские радиолярии из малокурильской свиты острова Шикотан // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2008. Т. 16. № 5. С. 76–89.
5. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия северо-западной части Корякского нагорья (р-н Усть-Бельских гор) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–81.
6. Вишневская В. С., Басов И. А. Новые данные о биотических событиях на границе сантона и кампана (на примере микропланктона Тихоокеанской окраины России) // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 417. № 3. С. 364–368.
7. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Федорчук А.В. Меловые осадочно-вулканогенные комплексы Камчатского перешейка: строение, состав и геодинамические условия формирования // *Тихоокеанская геология*. 2017. Т. 36. № 2. С. 3–16.
8. Сухов А.Н. Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки // *Западная Камчатка: Геологическое развитие в мезозое*. М.: Научный Мир, 2005. С. 121–162.
9. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Вестник Краунц*. 2008. № 12. С. 42–50.
10. Палечек Т.Н. Меловые радиолярии Шипунского п-ова (Восточная Камчатка) // *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Сб. науч. Тр. / под ред. Е.Ю. Барабошкина, В.С. Маркевич, Е.В.Бугдаевой и др. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 232–234.
11. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // *Тихоокеанская геология*. 2014. Т. 33. № 4. С. 3–17.
12. Липман Р. Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // *Палеонтология и*

стратиграфия. Л.: ВСЕГЕИ, 1952. С. 24–51.

13. Липман Р. Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезокайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л.: Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Нов. сер. Т. 77. С. 271–323.

14. Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 158 с.

15. Амон Э. О. Некоторые закономерности глобального географического распространения позднемеловых радиолярий рода *Prunobrachium* // Литосфера. 2003. № 4. С. 78–83.

The distribution and stratigraphic potential of the family *Prunobrachidae* Pessagno were considered. In the Pacific province in the Northern hemisphere it was established in the most Northern locality of prunoids forms in the Chaunskaya Bay, on 69⁰ N.I. in modern coordinates, and the South location on the Shikotan island (Lesser Kuril ridge) on 43⁰ N.I. Biostratigraphic unit in the rank of the layer with fauna with *Prunobrachium articulatum* for the first time traced in the outcrops of the Koryak Highlands, Kamchatka Peninsula and Shikotan island. The level with *Prunobrachium articulatum* can be stretched from the Russian Plate across the Urals, Western Siberia to the Pacific margin.

Палечек Т.Н.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: tpalechek@yandex.ru)

Тектоностратиграфия мезозойских комплексов Корякского нагорья по радиолариям

Palechek T.N.

(Geological Institute of RAS, Moscow)

Tectonostratigraphy Mesozoic complexes of the Koryak Highland by radiolarians

Ключевые слова: тектоностратиграфия, радиоларии, верхняя юра – нижний мел, верхний мел, Корякское нагорье

Датирование мезозойских кремнистых отложений в составе лишённых макрофауны кремнисто-базальтовых толщ офиолитовых ассоциаций, широко развитых на западе Тихоокеанского складчатого пояса, с помощью радиолариевого анализа явилось одним из важных источников информации для реконструкции тектонических обстановок формирования и деструкции коры океанического типа, перемещения тектонических фрагментов в аккреционные и орогенные призмы. В результате исследований был установлен возраст ряда тектоно-стратиграфических комплексов, сделаны выводы об условиях осадконакопления, для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений. Изучены среднетриасовая, среднеюрская (байос-келловейская), средне-позднеюрская (келловей-оксфордская) и позднеюрская (кимеридж-титонская), раннемеловая (берриасская), позднемеловая (коньяк – кампанская и кампан-маастрихтская) радиолариевые ассоциации.

Одним из достижений радиолариевого анализа стала возможность датировки мезозойских кремнистых отложений в составе лишённых макрофауны кремнисто-базальтовых толщ офиолитовых ассоциаций, широко развитых на западе Тихоокеанского складчатого пояса [1]. Основная на современных методах препарирования и изучения кремнистой микрофауны радиолариевая датировка глубоководных отложений и ассоциирующих с ними подушечных базальтов является одним из важных источников информации для реконструкции тектонических обстановок формирования и деструкции коры океанического типа, перемещения тектонических фрагментов в аккреционные и орогенные призмы. В полной мере это касается и мезозойских кремнисто-базальтовых комплексов Западно-Корякской складчатой системы – классического региона развития деформированных фрагментов аккреционных призм, литосферы преддуговых и задуговых бассейнов позднепалеозойского – мезозойского (доальбского) окраинного островодужного ансамбля [2].

Благодаря проведению за последние два десятилетия тематических разномасштабных работ на Северо-Востоке России, был изучен ряд ключевых участков в северо-западной (р-н Усть-Бельских гор), юго-западной (Пенжинский хребет, Прибрежный пояс Тайгоноса) и южной

частях (Олюторская зона) Коряжского нагорья.

В северо-западной части Коряжского нагорья в р-не Усть-Бельских гор на основании строения и состава пород в пределах Алганского террейна Усть-Бельских гор были выделены несколько тектоно-стратиграфических комплексов, установлен их возраст, реконструирован ряд палеоструктур, сформированных во фронте Удско-Мургальской островодужной системы. Описаны новые кимеридж-титонская, берриасская и кампанская ассоциации радиолярий [3–5].

В юго-западной части одним из наиболее представительных участков развития аккреционного комплекса Прибрежного пояса Тайгоноса является район мыса Поворотного [6]. Здесь нами были изучены среднеюрская (байос-келловейская), средне-позднеюрская (келловей-оксфордская) и позднеюрская (кимеридж-титонская) радиоляриевые ассоциации. Полученные нами данные, в сочетании с ранее опубликованными определениями, позволили сделать вывод о формировании основной части пород “кингивеевского” типа в средне- и позднеюрское время. Учитывая также келловей-оксфордские и бат-оксфордские датировки, можно предположить, что при формировании аккреционного комплекса тектонической деламинации и разрушению (очевидно, неоднократно проявленным) подверглась кора бассейна океанического типа, существовавшего в течение всего средне- и позднеюрского времени; а в некоторых участках бассейна кремненакопление начиналось в самом конце ранней юры (тоар), а завершалось в берриасе-валанжине. Очевидно также, что в каких-то местах фундаментом средне-позднеюрского бассейна кремненакопления оказались реликтовые пространства более древней (поздняя пермь-триас) коры океанического типа [7].

В южной части Коряжского нагорья (Олюторская зона) были изучены три структурно-формационных комплекса: вулканогенно-кремнистый, осадочно-вулканогенный и флишоидно-олистоостромовый, входящие в 5 выбранных ключевых полигонов (р-н бухты Анастасии, верховья рек Ильпи и Матыскен, бассейн р. Тапельваам, лим. Мачевна, м. Витгенштейна), сделаны выводы о возрасте радиолярий-содержащих пород. Подтвержден вывод, ранее высказанный другими исследователями о сдвигании тектонических пластин. Установлены новые коньяк-раннекампанская и кампан-маастрихтская радиоляриевые ассоциации. Обнаружена самая древняя среднетриасовая (анизий-ладиний) в Олюторской зоне (в р-не лаг.Амаян) радиоляриевая ассоциация. Сделаны выводы об условиях формирования изученных комплексов [8–12].

Таким образом, в результате исследований в Коряжском нагорье был выделен ряд тектоно-стратиграфических комплексов, установлен их возраст, сделаны выводы об условиях осадконакопления, для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений. Описаны среднетриасовая, среднеюрская (байос-келловейская), средне-

позднеюрская (келловей-оксфордская) и позднеюрская (кимеридж-титонская), раннемеловая (берриаская), позднемеловая (коньяк-кампанская, кампан-маастрихтская) радиоляриевые ассоциации.

Автор искренне признателен А.В.Моисееву, И.В.Гульпе, С.А.Паланджяну, С.Д.Соколову, А.В.Соловьеву, Г.В.Ледневой, Д.В.Коваленко, А.В.Ландеру, М.Н.Шапиро, Чеховичу В.Д. дополнивших авторскую коллекцию образцами кремнистых пород из различных районов Корякского нагорья, а также проведении ряда совместных полевых работ на Северо-Востоке России.

Работа выполнена по теме лаборатории госзадания ГИН РАН № 0135-2015-0034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Практическое руководство по микрофауне. Т.6. Радиолярии мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.272 с.
2. Sokolov S.D., Lutshitskaya M.V. et al. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: Age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History / Eds Dilek Y., Robinson P.T. Geol. Soc. London Spec. Public. 2003. V. 218. P. 619–664.*
3. Палечек Т. Н., Моисеев А.В, Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско–нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 43–60.*
4. Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть–Бельского сегмента Западно–Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия). Автореф. дис. канд. геол.–мин. наук. М.: 2015. 30 с.
5. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия северо–западной части Корякского нагорья (р–н Усть–Бельских гор) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–81.*
6. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо–Восток России) // *Докл. РАН. 2001. Т. 337. № 6. С. 807–811.*
7. Палечек. Т.Н., Паланджян С.А. Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо–Восток России) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 73–94.*
8. Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно–кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевоего анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. М.: Ин–т литосферы РАН, 1997. 25 с.
9. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С.*

92 – 105.

10. Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Соловьев А.В., Коваленко Д.В. Обстановки формирования флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. № 5. С. 52–66.

11. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан–маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96.

12. Палечек Т.Н. Кампан–маастрихтские радиоларии Корякско–Камчатского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. с. 76–88.

Radiolaria-based dating of chert intercalations in basaltic sequences of ophiolitic associations, which are widespread in the west of circum-Pacific foldbelt being barren of macrofossils, is an important source of information about tectonic events and factors responsible for opening and destruction of basins floored by oceanic crust and for emplacement of relevant tectonic sheets into accretionary prisms and orogenic structures. As a result of the research was installed the age of the tectono-stratigraphic complexes, the conclusions on the sedimentation conditions are drawn and primary relations are interpreted for most complexes The Middle Triassic, Middle (Bajocian-Callovian), Middle-Late (Callovian-Oxfordian) and Late Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian), Lower Cretaceous (Berriasian), Upper Cretaceous (Coniacian-Campanian, Campanian-Maastrichtian) radiolarian assemblages were described.

**Плетнев С.П.¹, Романова А.В.², Юньхуа Ву³, Аннин В.К.¹,
Уткин И.В.¹, Верещагина О.Ф.¹**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева РАН, Владивосток, e-mail: pletnev@poi.dvo.ru; ²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, ³Первый институт океанографии, Циндао, Китай)

Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 10 000 лет

**Pletnev S.P.¹, Romanova A.V.², Yonghua Wu³, Annin V.K.¹,
Utkin I.V.¹, Vereshchagina O.F.¹**

(¹V.I. Pischev" Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; ²Far-Eastern geological institute FEB RAS, Vladivostok; ³First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, China).

Negative carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) excursions and methane release during the last 10 ka in South-West of the Okhotsk Sea

Ключевые слова: бентосные и планктонные фораминиферы, изотопный состав кислорода и углерода, метан, Охотское море

Найдены негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ в кальците раковин бентосных фораминифер в колонке LV50-05, отобранной в районе активных метановых сипов на восточном склоне острова Сахалин в Охотском море. На основе комплексного (биостратиграфия, изотопного анализа кислорода и углерода, AMS-датирования, литологии) в исследуемом районе установлены выбросы метана (ME) в голоцене: ME-1 (около 700 лет); ME-2 (от 1000 до 1400 лет), ME-3 (2500–5400 лет) и ME-4 (7400–10000 лет).

Охотское море является одним из водоемов, богатейшим по запасам метана. Впервые, выходы этого газа отмечены вблизи острова Парамушир [1]. Последующие экспедиции в Охотском море выявили более 500 выходов метана и 17 районов скоплений газовых гидратов в интервале глубин от 150 до 1440 м [2].

Бентосные фораминиферы и изотопный состав углерода в их раковинах зарекомендовали себя хорошими трассерами современных и древних потоков в разных районах Мирового океана [3, 4]. Анализ $\delta^{13}\text{C}$ в живых раковинах в зоне современных метановых сипов показал, что некоторые из видов активно используют метанопроизводный карбон во время потребления пищи и строительства своей раковины. Сравнение изотопных данных среди живых раковин фораминифер одних и тех же видов показало, что значения $\delta^{13}\text{C}$ от -0.3 до -0.5% ниже в зоне метановых сипов, чем вне их зоны [3–6]. Еще большие амплитуды значений $\delta^{13}\text{C}$ (от -10% и ниже) обнаружены между негативными экскурсами $\delta^{13}\text{C}$ среди ископаемых фораминиферах [5]. В Охотском море недостаточно изучены вопросы расселения живых фораминифер и изотопии их раковин в зоне современных

метановых сипов [7, 8].

Нами изучен видовой и изотопный состав раковин фораминифер в колонке LV50-05 (Координаты: 53⁰22.436 с.ш.; 144⁰32.197 в.д.), отобранной на склоне северо-восточного Сахалина с глубины 785 м.

Определение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ проводили на масс-спектрометре Finnigan-MAT253 в университете Тонжи (Шанхай, КНР). В колонке получено 8 дат (AMS ^{14}C) по раковинам фораминифер и створкам моллюсков в Океанографическом институте Вудс-Холла (США). Все даты приведены к календарному возрасту.

Для оценки древних потоков метана на примере исследуемой колонки были получены записи вариаций по соотношению изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ в раковинах *Uvigerina peregrina parvocostata*, *Nonionellina labradorica* и *Valvulineria sadonica*. Наиболее информативными стали результаты значений $\delta^{13}\text{C}$ первых двух видов (см. рис). Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ (до -35‰) ниже фоновых значений (около -1‰) в живых раковинах данных видов в Охотском море [7]. Трудность в интерпретации вариаций $\delta^{13}\text{C}$ возникают в том, что первичный фораминиферовый кальцит ископаемых раковин часто перекрыт постседиментационным метанопродуктивным карбонатом. Это приводит к общему снижению изотопного сигнала значений $\delta^{13}\text{C}$ и к завышению истинного возраста карбонатной раковины. Из 8 AMS ^{14}C дат валидными признаны только четыре определения. Раковины фораминифер несут меньше возрастных искажений по сравнению с моллюсками.

Наши результаты показали, что в исследуемом районе деплетированная изотопная запись $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* отражает, преимущественно, вторичный (постседиментационный) сигнал, а для *U. peregrina parvocostata* – прижизненный сигнал. В нижней части колонки, глубже 400 см, отмечен только смешанный сигнал. Здесь, раковины двух видов зафиксировали очень большой отрицательный сигнал (от -2 до -25‰), который мог возникнуть только как результат комбинации первичной и вторичной кальцификации или только последней. Следы вторичной кальцификации хорошо видны под МБС по внешней толстостенной корке и желтой окраске раковин фораминифер. Слой 430–450 см отмечен скоплением твердых карбонатных конкреций. В исследуемом районе значения $\delta^{13}\text{C}$ в них составляет около -40‰, что доказывает метанопродуктивное происхождение данных конкреций [9]. Ранее было установлено, что конкреции активно образуются на границе SMI (сульфат-метановый интерфейс) в приповерхностных осадках [10]. Современная граница SMI располагается на глубине 300 см в колонке LV50-05, а ее древнее положение фиксирует горизонт карбонатные конкреции в интервале 430–450 см.

В результате фораминиферового и изотопного анализов в колонке LV50-05 выделены четыре интервала с негативными пиками $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* и *U. parvocostata*, которые могут отражать метановые эмиссии

(ME) в исследуемом районе: ME-1 (около 700 лет назад), ME-2 (от 1000 до 1400 лет назад), ME-3 (2500–5400 лет назад) и ME-4 (7400–10000 лет назад). Эти метановые события могли быть обусловлены различными геологическими процессами: землетрясениями, вулканизмом, изменением климата и др.

Начало ME-4 совпадает с пребореалом, для которого характерны планетарное повышение концентрации метана в атмосфере [11]. Во время ME-3 меняется режим осадконакопления в исследуемом районе. Резко вырастает биопродуктивность поверхностных вод с максимумом около 5000 лет за счет расцвета диатомей. Резкое увеличение Сорг. активизировало биогеохимические процессы в осадочной толще, и выросла роль микробияльного метана.

Событие ME-2 по времени близко к сильнейшему извержению вулкана Байтоушань (Пектусан), которое произошло около 1000 лет назад на границе КНР и КНДР. Это катастрофическое событие нашло свое отражение во всей географической среде Юга Дальнего Востока [12]. Отсутствие единого временного кадастра катастрофических событий за последние 1000 лет не позволяет пока связать ME-1 с одним из них.

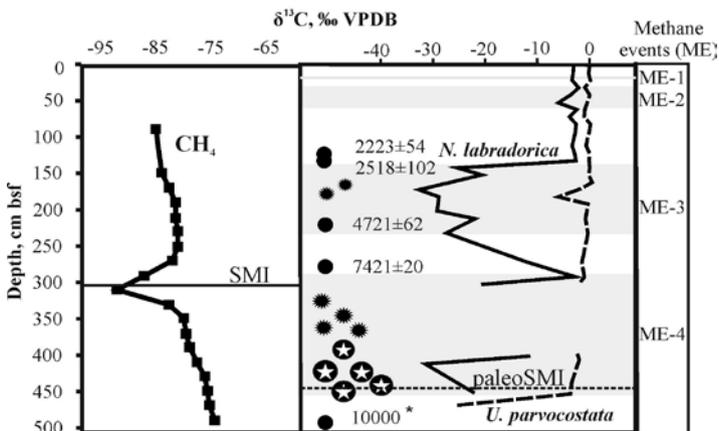


Рисунок Изменение значений $\delta^{13}\text{C}$ в колонке LV50-05. Слева – $\delta^{13}\text{C}$ растворенного метана в поровых водах [13] и положение современной границы SMI. Справа – $\delta^{13}\text{C}$ в раковине двух видов, положение древней граница SMI и AMS ^{14}C -даты. Условные обозначения: темный круг – положение AMS ^{14}C -дат; темный круг со звездочкой – твердые карбонатные конкреции; звездочка – “мягкие” карбонатные конкреции. Нижняя дата со звездочкой скорректирована с учетом биостратиграфических данных

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология. 1987. № 5. С. 598–602.

2. Обжиров А.И. Международная научная экспедиция в Охотском море (рейс 56, август 2011) // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 124–128.
 3. Dickens G.R., O Neil J.R., Rea D.K. et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 965–971.
 4. Kennett J.P., Cannariato K.G., Hendy I.L., Behl R.J. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials // *Science*. 2000. V. 288. P. 128–133.
 5. Torres M.E., Mix A. C., Kinports K. et al. Is methane venting at the seafloor recorded by $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifera shells? // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. N. 3. P. 1062–1070.
 6. Sen Gupta B.K., Aharon P. Benthic foraminifera of bathyal hydrocarbon vents of the Gulf of Mexico: Initial Report on communities and stable isotopes // *Geo-Mar. Lett.* 1994. N. 14. P. 88–96.
 7. Pletnev S.P., Wu Y, Annin V.K., Tarasova T.S. Distribution of recent foraminifera and stable isotopes of their shells ($\text{O}16/\text{O}18$ and $\text{C}12/\text{C}13$) at methane seeps off eastern Sakhalin (The Sea of Okhotsk) // *Izvestiya TINRO*. 2014. V. 178. P. 180–190.
 8. Ishimura T., Tsunogai U., Hasegawa S. et al. Variation in stable carbon and oxygen isotopes of individual benthic foraminifera: tracers for quantifying the vital effect // *Biogeosci. Discuss*. 2012. V. 9. P. 6191–6218.
 9. Greinert J., Derkachev A. Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // *Mar. Ecol.* 2004. V. 204. P. 129–144.
 10. Ussler III W., Paull C.K. Rates of anaerobic oxidation of methane and authigenic carbonate mineralization in methane-rich deep-sea sediments inferred from models and geochemical profiles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 266. P. 271–287.
 11. Maslin M., Owen M., Day S., Long D. Linking continental-slope failures and climate change: testing the clathrate gun hypothesis // *Geology*. 2004. V. 32. P. 53–56.
 12. Utkin I.V. Reconstructing the setting for deposition of distal tephra in the Sea of Japan Basin: A catastrophic eruption of Baitoushan Volcano // *J. Volcanol. Seismol.* 2014. V. 8. N 4. P. 228–238.
 13. Hachikubo A., Tatsumi K., Sakagami H. et al. Molecular and isotopic compositions of hydrate-bound hydrocarbons in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH)*. Edinburgh, July 17–21. 2011.
- We report several negative carbon stable isotope excursions in benthic foraminifera in a gas-bearing core LV50-05, collected from an area of active methane venting on the Eastern Slope of Sakhalin Island, the Okhotsk Sea. Within the study area, four methane events (ME) are established in Holocene: short-term ME-1 (near 700 yr BP) and ME-2 (from 1000 to 1400 yr BP), long-term ME-3 (2500- 5400 yr BP) and ME-4 (7400 - 10000 yr BP).

Пономаренко Е.П.^{1,2}, Кречик В.А.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail:

ponomarenko.katharina@gmail.com; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград)

Распределение бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря как индикатор затоков североморских вод

Ponomarenko E.P.^{1,2}, Krechik V.A.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Benthic foraminifera distribution in the surface sediments of the Baltic Sea as indicator of the North Sea water inflows

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, затоки североморских вод, придонная циркуляция, Балтийское море

Изучено распределение бентосных фораминифер в поверхностных отложениях Балтийского моря. Эти данные сравнивались с данными по изменениям содержания растворенного кислорода и солености придонного слоя. Агглютинированные виды, в основном однокамерные, являются наиболее распространенными в комплексах. Максимальные концентрации фораминифер, а также увеличение разнообразия фауны были идентифицированы на станциях, где была зарегистрирована соленая вода из Северного моря.

Балтийское море представляет собой солоноватоводный водоем с сильной двухслойной стратификацией водной толщи. Гидрологический режим придонных вод Балтийского моря формируется под воздействием периодической адвекции более соленых, обогащенных кислородом североморских вод, поступающих через узкие Датские проливы [1]. Информация о гидрологических условиях региона в прошлом необходима, чтобы оценить влияние современных климатических изменений на увеличение повторяемости затоков [2, 3]. Знания современной экологии видов позволят использовать данные о распределении бентосных фораминифер в седиментационных колонках для палеоокеанологической реконструкции.

Для настоящего исследования были использованы пробы поверхностных донных отложений, отобранные в ходе 131-го рейса НИС «Профессор Штокман» (март–апрель 2016 г.) на 22 станциях в Гданьском бассейне, а также материал, отобранный в 33-м рейсе НИС «Академик Страхов» (октябрь–декабрь 2016 г.) в Борнхольмской впадине (2 пробы) и Гданьском бассейне (5 проб) (рис. 1). Параллельно производились измерения содержания растворенного кислорода и солености воды в придонном слое. Кроме того, были использованы данные гидрологической съемки,

выполненной в 134-м рейсе НИС «Профессор Штокман» 31 октября 2016 г. в Гданьском бассейне. Концентрация бентосных фораминифер и видовой состав фауны определялись в сухой песчаной фракции, отмытой на сите с размером ячейки 63 мкм. Материал, отобранный в 33-м рейсе НИС «Академик Страхов», был дополнительно проанализирован под биноклем во влажном состоянии, чтобы исключить разрушение агглютинированных раковин во время пробообработки, как описано в работах Brodniewicz и Vinczewska с соавторами [4, 5]. В результате эксперимента была подтверждена необходимость влажной пробообработки, так как более сложные многокамерные агглютинированные виды, найденные в непросеянных влажных пробах, разрушаются при пробообработке, и в высушенной фракции >63 мкм преобладают поврежденные раковины и обломки, что затрудняет идентификацию видов.

Соленые североморские воды поступают в Борнхольмскую впадину из Арконской котловины через пролив Хамрарне. Далее они распространяются по Слупскому желобу в Гданьский бассейн, расположенный в Юго-Восточной части Балтийского моря и отделенный Гданьско-Готландским порогом от Готландской котловины [5]. По данным гидрологической съемки весеннего и осенне-зимнего рейсов в юго-восточной части Балтийского моря соленость придонного слоя непосредственно во время отбора донных отложений была повышенной над Гданьско-Готландским порогом (>12 епс) и достигала аномально высоких значений в центре Гданьской впадины (13–14.5 епс) (рис. 2). Данные дополнительных измерений, выполненных двумя месяцами ранее отбора проб осадков (в октябре 2016 г.), показывают, что первоначально максимальные значения солености (14.9 епс) были зафиксированы над Гданьско-Готландским порогом. Однако через две недели придонная соленость в этом районе снизилась до 13 епс, и максимальная соленость воды, равная 14.5 епс, наблюдалась уже в центре Гданьской впадины. В Борнхольмской впадине соленость придонного слоя в декабре 2016 г. была довольно высокой, более 18 епс.

Таким образом, показатели солености придонного слоя воды позволяют сделать вывод, что во время проведения работ весной и осенью–зимой 2016 г. были зафиксированы затоки североморских вод, значительно изменившие пространственное распределение этого параметра.

Распределение бентосных фораминифер весной и зимой 2016 г. имеет схожий характер, однако количество раковин на грамм сухого осадка (р/гсо) в декабре на порядок выше, чем в марте–апреле (рис. 2). Максимальные значения концентрации фораминифер были обнаружены в донных отложениях Гданьско-Готландского порога (4.7 и 85.9 раковин/г весной и зимой, соответственно). На склоне Гданьской впадины концентрация фораминифер уменьшается до 0.3 р/гсо весной и 2.5 р/гсо зимой, а в самой впадине наблюдаются повышенные значения (1.9 и 17.6 р/гсо

соответственно). На склоне Готладской впадины значения концентрации фораминифер растет с увеличением глубины и достигает значений 0,6 и 28.1 р/гсо весной и летом, соответственно. В осадках Борнхольмской впадины среднее количество раковин фораминифер на грамм сухого осадка (36 раковин/г) выше средних значений для Гданьской впадины за оба периода.

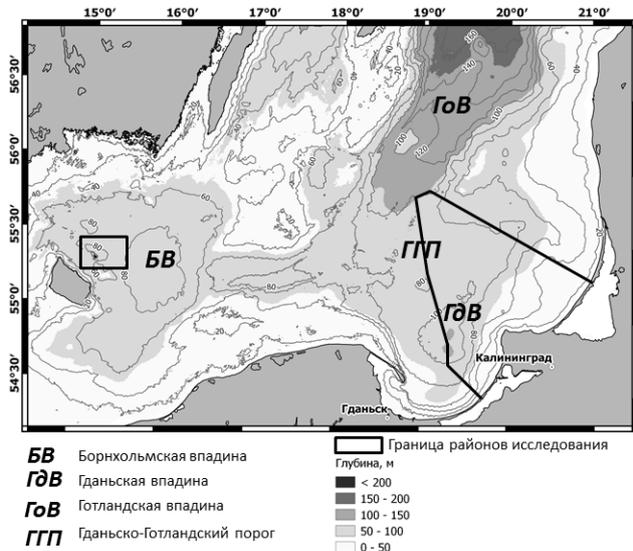
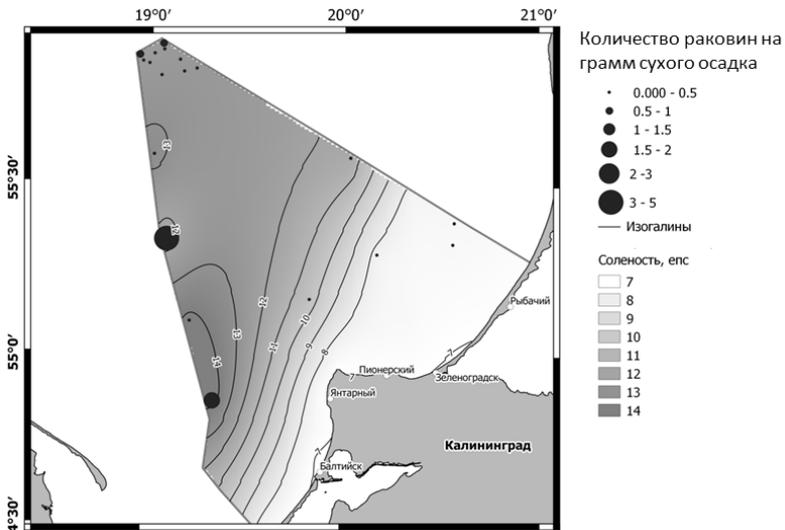
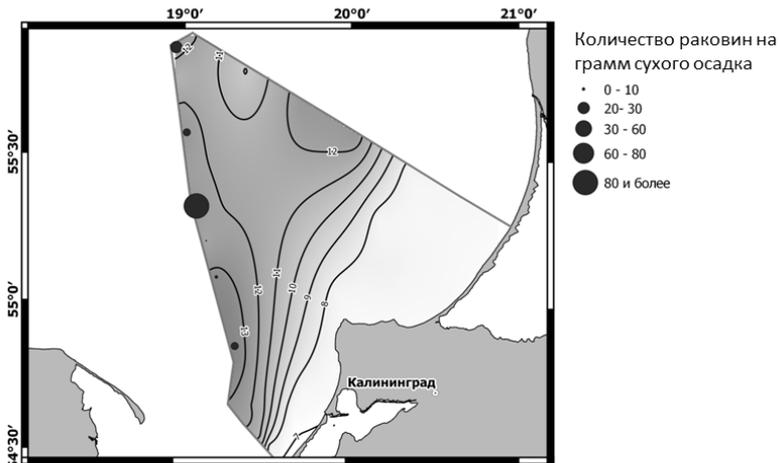


Рисунок 1. Схема расположения районов исследования

Видовой состав фауны бентосных фораминифер сильно смещен в сторону агглютированных видов. В Гданьском бассейне карбонатные раковины были найдены только на станциях, характеризующихся аномально высокими значениями солёности (>14 епс), в то время как в Борнхольмской впадине они присутствовали на всех станциях. Все изученные агглютированные фораминиферы относятся к оппортунистическим видам, часто простого однокамерного строения, приспособленным к жизни в водах с пониженным значением солёности и растворенного кислорода, принадлежащих родам *Psammosphaera*, *Pseudothurammia*, *Saccammia* и *Reorhax*. По сравнению с работами, выполненными для районов моря, расположенных западнее, видовой состав фораминифер Гданьской впадины сильно обеднен, как следствие более низких значений солёности и пониженного содержания растворенного кислорода [1, 4, 6].



131 рейс НИС «Профессор Штокман»



33 рейс НИС «Академик Страхов»

Рисунок 2. Распределение концентрации бентосных фораминифер и придонной солености

Распределение бентосных фораминифер хорошо коррелирует с результатами гидрохимических съемок, подтверждая данные об адвекции североморских вод в Балтийское море в течение исследуемых периодов времени. Повышение концентрации раковин, а также увеличение фаунистического разнообразия были обнаружены в донных осадках

станций, находящихся в понижениях рельефа в Борнхольмском и Гданьском бассейнах, а также на склоне Готландской котловины. На данных участках аккумулируется соленая, обогащенная кислородом североморская вода, что создает благоприятные условия среды для жизни фораминифер. Более низкие концентрации раковин в осадках Гданьской котловины по сравнению со значениями для Гданьско-Готландского порога могут быть объяснены очень низким содержанием растворенного кислорода в придонном слое Гданьской впадины (0–1.5 мл/л), что является свидетельством относительной «старости» вод, поступивших из Слупского желоба. Также уменьшение количества раковин на грамм сухого осадка в этом районе может быть вызвано высокими скоростями придонных течений, так как здесь находится основной путь североморской воды. В пользу этого факта говорит то, что в составе фауны Гданьско-Готландского порога доминировали очень мелкие (до 100 мкм) однокамерные виды, которые не приспособлены к жизни в условиях сильных придонных течений.

Исследование выполнено при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5-100».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hermelin J.O.R. Distribution of Holocene benthic foraminifera in the Baltic Sea // *The Journal of Foraminiferal Research*. 1987. № 17(1). P. 62-73.
2. Brodniewicz I. Recent and some Holocene Foraminifera of the southern Baltic Sea // *Acta Palaeontologica Polonica*. 1965. № 10(2). P. 131-260.
3. HELCOM (Helsinki Commission) Climate change in the Baltic Sea area. HELCOM Thematic Assessment 2007 // *Baltic Sea Environ Proc*. 2007. V 111. P. 1-49.
4. Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin // *Climate Research*. 2011. № 48(1) P. 13-21.
5. Binczewska A., Moros M., Polovodova-Asteman I., Sławinska J., Bak M Changes in the inflow of saline water into the Bornholm Basin (SW Baltic Sea) during the past 7100 years – evidence from benthic foraminifera record // *Boreas*. 2017. <https://doi.org/10.1111/bor.12267>. ISSN 0300-9483.
6. Polovodova I., Nikulina A., Schönfeld J., Dullo W.C. Recent benthic foraminifera in the Flensburg Fjord (western Baltic Sea) // *Journal of Micropalaeontology*. 2009. № 28(2) P. 131-142.

Benthic foraminifera distribution in the surface sediments of the Baltic Sea was studied. These data were compared to the changes in dissolved oxygen content and the salinity of the bottom layer. Agglutinated species, mostly single-chambered, are the most abundant in the assemblages. Maximum of foraminifera concentrations as well as increase in faunal diversity were identified at the stations where saline North Sea water was recorded.

Прошина П.А.¹, Тесакова Е.М.^{1,2}

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: ina_not@mail.ru; ²Геологический институт РАН, Москва)

Планктонные фораминиферы и остракоды пограничного кампан-маастрихтского интервала (верхний мел) разреза Чах-Махлы (ЮЗ Крым): биостратиграфия и палеоэкология
Proshina P.A.¹, Tesakova E.M.^{1,2}

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Planktonic foraminifera and ostracods of the Campanian-Maastrichtian border interval (upper Cretaceous) of the Chakh-Mahly section (SW Crimea): biostratigraphy and paleoecology

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, остракоды, палеобатиметрия, палеотемпературы, биостратиграфия, верхний мел, кампан, маастрихт, Крым.

Изучены планктонные фораминиферы Heterohelicidae из пограничного кампан-маастрихтского интервала опорного разреза Чах-Махлы (ЮЗ Крым). Проведена достоверная граница между этими ярусами, скоррелированная с океаническими разрезами. Впервые из этого разреза изучены остракоды. Биостратиграфические и палеоэкологические данные по обеим группам показали высокое сходство результатов.

Проведение границы между кампанским и маастрихтским ярусами (верхний мел) на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) и ее южном обрамлении до сих пор является спорным и сопряжено с большими трудностями. Во-первых, на ВЕП и в Крымско-Кавказском регионе отсутствуют аммониты-индексы из пограничных зон Международной стратиграфической шкалы (МСШ) – *Nostoceras (N.) hyatti* Steph. и *Pseudokossmaticeras tercense* (Seun.) – между которыми эта граница проводится в настоящее время. Ранее, в МСШ она проводилась между зонами по планктонным фораминиферам (ПФ) *Globotruncanita calcarata* (верхний кампан) и *Globotruncanella havanensis* (нижний маастрихт); сегодня же она проходит внутри последней [1]. Ощутимое перенесение нижней границы маастрихта повлекло за собой необходимость переизучения опорных разрезов этого интервала. В Крыму одним из них является бахчисарайский разрез Чах-Махлы. Его несомненная важность заключается в том, что он является связующим звеном между платформенными разрезами ВЕП и разрезами её горного обрамления [2].

Впервые кампан-маастрихтская граница в разрезе Чах-Махлы была проведена по бентосным фораминиферам (БФ) [3]. Находки ПФ вблизи границы оказались столь малочисленны и редки, что не позволили в то

время выполнить детальное расчленение.

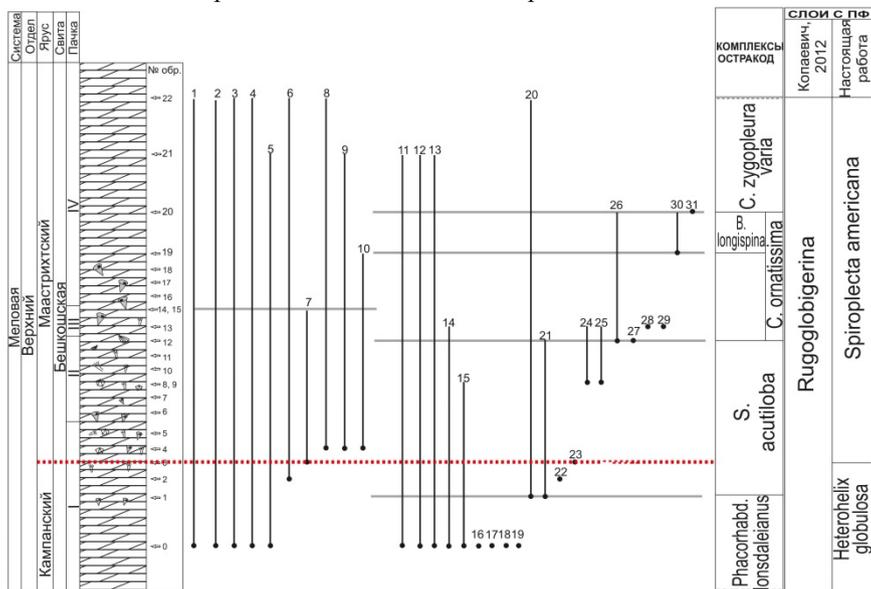


Рисунок 1. Распределение ПФ и остракоды в кампан-маастрихтском интервале разреза ЧахМахлы. ПФ: 1–*Heterohelix globulosa* Ehrenberg, 1843, 2–*Rugoglobigerina hexacamerata* Bronnimann, 1952, 3–*Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, 1967, 4–*Heterohelix planata* Cushman, 1938, 5–*Globotruncana arca* (Cushman, 1926), 6–*Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1926), 7–*Spiroplecta americana* Ehrenberg, 1844, 8–*Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny, 1840), 9–*Heterohelix navarroensis* Loeblich, 1951, 10–*H. striata* (Ehrenberg, 1840); O: 11–*Cytherella contracta contracta* Veen, 1932, 12–*C. ovata* (Roemer, 1841); 13–*Xestoleberis supplanata* Veen, 1936, 14–*Krithe kritheformis* (Bonnema, 1940), 15–*K. cushmani* Alexander, 1929, 16–*Cytherelloidea* cf. *vishneviensis* Tesakova, 2010, 17–*Phacorhabdotus lonsdaleianus* (Jones, 1849), 18–*Cytheropteron (Aversovalva) V-scriptum* Veen, 1936; 19–*Argilloecia decussata* Bonnema, 1940; 20–*Cythereis zygopleura varia* Herrig, 1965, 21–*Spinicythereis acutiloba* (Marsson, 1880), 22–*Neocythere* sp. Mertens, 1956, 23–*Cytherella obovata* Jones et Hinde, 1890, 24–*Argilloecia communis* Bonnema, 1940, 25–*Cardobairdia minuta* (Triebel, 1936); 26–*Cythereis ornata* (Reuss, 1846), 27–*Cytherella truncana* (Bosquet, 1847), 28–*Bythocerathina* sp., 29–*Pontocyprilla harrisiana* (Jones, 1849), 30–*Bythoceratina longispina* (Bosquet, 1854), 31–*Argilloecia fortior* Bonnema, 1940

Позже, эта граница – актуализированная снова по БФ – была подчеркнута единственной находкой ПФ *Contusotruncana contusa* (Cush.)

[2]. Эта последняя относится к III батиметрическому морфотипу, свойственному океаническим глубинам и не характерному ни для платформенных разрезов, ни для пограничного кампан-маастрихтского интервала разреза Чах-Махлы. В них, напротив, распространены ПФ I (*Archaeoglobigerina* Pes., *Rugoglobigerina* Cush., *Heterohelix* Ehrenberg и *Spiroplecta* Ehr.) и II (*Globotruncana* d'Orb.) морфотипов, характеризующих внутренний и внешний шельф, соответственно.

По доминированию ругоглобигерин вблизи границы кампана и маастрихта в Крымско-Кавказском регионе Л.Ф. Копаевич были выделены одноименные слои [4], внутри которых сегодня и проводится граница между этими ярусами.

Однако маастрихтские отложения можно достоверно различить по появлению рода *Spiroplecta* [5], морфологически очень похожего на *Heterohelix* и отличающегося только начальной стадией навивания раковины. Она плохо различима и не всегда сохраняется, поэтому спироплект до сих пор, чаще всего, объединяли с родом *Heterohelix*. Поэтому целью настоящего исследования являлось переизучение из пограничного кампан-маастрихтского интервала разреза Чах-Махлы ПФ гетерохелицид, в том числе выявление спироплекта.

Проведенное исследование выявило первое появление *Spiroplecta americana* Ehrenberg, 1844 в разрезе Чах-Махлы на уровне обр. 3; в то время как вид *Heterohelix globulosa* Ehr. характеризует весь разрез (рис. 1). Т.о., весь исследованный интервал попадает в слои с *Rugoglobigerina*; нижняя часть разреза (обр. 0–2) отнесена к новым слоям с *H. globulosa* (кампан), верхняя часть (обр. 3–22) к новым слоям с *S. americana* (маастрихт). По находке сантон-кампанского вида остракод (O) *Cytherelloidea vishneviensis* Tes. граница между кампаном и маастрихтом по O проводится между обр. 0 и 1, что близко к расчленению по ПФ.

Анализ соотношения I и II батиметрических морфотипов показал, что изученные ПФ обитали на шельфовых глубинах, по-видимому, не превышавших 100–150 м. По периодическому увеличению процентного содержания раковин II морфотипа выявлены 3 интервала разреза (I, II, III), где глубина незначительно возрастала (рис. 2а).

Одновременно нами было посчитано процентное соотношение доминирующих групп ПФ (*Rugoglobigerinidae* и *Heterohelicidae*) и выявлено, что их численность находится в обратной зависимости (рис. 2а): выделяются по 3 крупных пика преваширования гетерохелицид (обр. 2-6, обр. 10 и обр. 20) и, соответственно, ругоглобигеринид (обр. 0 обр. 11, обр. 22). Преимущество, получаемое тем или иным семейством связано с высоким стоянием моря (эпизодическими трансгрессиями), но не напрямую, а через комбинацию каких-то других факторов, проявлявшихся в трансгрессивные фазы. Однако, если проанализировать возрастные стадии тех же групп ПФ, видно, что взрослые особи гетерохелицид тяготеют к

нижней части разреза (обр. 7-10), в то время как взрослые ругоглобигериниды встречаются чаще в обр. 16-17. Поскольку зрелого возраста достигают особи, находящиеся в благоприятных для таксона условиях (а высокая численность ювенильных экземпляров свидетельствует о высокой детской смертности, т.е. не соответствии условий их жизни видовому оптимуму), можно заключить, что для гетерохелицид наиболее благоприятными являлись обстановки, соответствовавшие уровню обр. 10, а для ругоглобигеринид – интервала обр. 17. Обе эти различные обстановки связаны с трансгрессивной фазой.

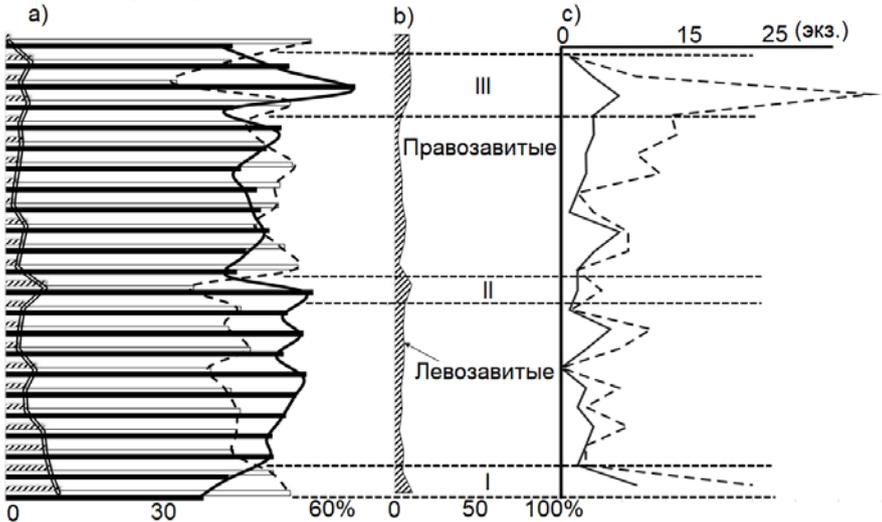


Рисунок 2. а) Процентное соотношение ПФ I и II морфотипов из кампан-маастрихтского интервала разреза Чах-Махлы: двойная линия – батиметрическая кривая, сплошная линия – гетерохелициды, пунктирная линия – ругоглобигериниды; б) Процентное соотношение право- и левозавитых ПФ; в) Соотношение разнообразия (сплошная линия) и численности (пунктирная линия) остракод.

Во всем изученном материале резко преобладают правозавитые раковины ПФ (рис. 2б), что свидетельствует о весьма тепловодной обстановке в целом. Еще одним признаком, достоверно указывающим на достаточно теплые воды, может быть многочисленность вида *Rugoglobigerina rugosa* (Plum.), в позднем кампане обитавшего при температуре 20–22°C, а в позднем маастрихте – 13–17°C поверхностных и промежуточных океанских вод. Расчеты получены по содержанию изотопа $\delta^{18}\text{O}$ из раковин этого вида [6]. Однако в разрезе выявлены три интервала, совпадающих с трансгрессивными эпизодами (I, II, III), в которых возрастает количество левозавитых раковин (рис. 2б). Т.о., эти интервалы

отвечают снижению температуры на фоне усиления трансгрессии, которая, по-видимому, была связана с проникновением холодных вод Бореального океана либо через Тургайский пролив, либо через Приуральский пролив [7].

Сравнение батиметрических и температурных событий по ПФ дает хорошую корреляцию с графиком разнообразия и численности О. Положительная реакция двух разных групп микрофауны на изменение условий является очень веским аргументом в пользу достоверности полученной информации.

Работа выполнена в рамках темы госзадания №№ 0135-2014-0070 (ГИН РАН) и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего мела меловой системы, 2002.
2. Беньямовский В.Н и др. О нижней границе маастрихта в МСШ и ее положении в ОСШ России. // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийское совещание. М.: ГИН РАН, 2013. С. 298–303.
3. Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea Bakhchisaray and Chakhmakhly sections. // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
4. Копачевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (ПФ) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
5. Georgescu M.D., Abramovich S. A new Late Cretaceous (Maastrichtian) serial planktic foraminifer (Family Heterohelicidae) with early planispiral coil and revision of *Spiroplecta* Ehrenberg, 1844 // Geobios. V. 42. Is. 6. 2009. P. 687–698.
6. Кузнецова К.И., Корчагин О.А. Глобальная экспансия планктонных фораминифер триас, юра, мел / Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Тр. ГИН. 2004. Вып. 550. С. 167–205.
7. Найдин Д.П. и др. Опреснение позднемелового эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Позднекампанское опреснение Ульяновско-Саратовского участка моря // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 60–71.

The planktonic foraminifera Heterohelicidae from the Campanian-Maastrichtian border interval of the Chakh-Mahly reference section (SW Crimea) have been studied. A reliable boundary between these stage has been distinguished, correlated with the oceanic section. Ostracods have been first studied from this section. Biostratigraphic and paleoecological data for both groups have shown high similarity of the results.

Сафарова С.А.

(Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва , e-mail: s.safarova@mail.ru)

Палинологический материал, в составе аэрозолей, как один из источников образования осадочного вещества морских акваторий

Safarova S.A.

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

Pollen material in aerosol composition as one of the sources of formation of sediment substance in sea area

Ключевые слова: атмосфера, пыльца, споры, осадки, аэрозоли, биоэлементы, климат, суша, море, океан, растения, вид, род, спектр, продукция, граммы акватории, болота, озера, число.

Поскольку пыльцевой материал разносится со времени возникновения растительного мира, то можно предположить, что палинологический материал является в составе аэрозолей одним из источников образования осадочного вещества морских осадков.

Аэрозоли – это мельчайшие частицы, взвешенные в воздухе. Круг изучения аэрозолей очень широк. Это антропогенные аэрозоли, радиоактивные аэрозоли, аэрозоли космического мусора, аэрозоли и технологии, аэрозоли и медицина, аэрозоли и сельское хозяйство, микробиологические аэрозоли, биоаэрозоли, аэрозоли и климат, аэрозоли и океан. Изучения ведутся по всем этим направлениям. Более подробно мы остановимся на изучении биоаэрозолей – в который входят биоэлементы – пыльца и споры растений, осажение которых на поверхность как суши, так и морских водоемов очень важно. Известно, что растительный мир производит огромное количество пыльцы и спор (в качестве примера – табл. 1).

Таблица 1. Пыльцевая продуктивность в млн. шт.

Вид	количество пыльцы на одно растение, млн. шт.
<i>Pinus nigra</i>	22.5
<i>Pinus montan</i>	7.5
<i>Betula pubescens</i>	6.0
<i>Kochia prostrata</i>	27.5
<i>Typhaangustifolia</i>	174.0

Определение пыльцевой продукции в граммах на один цветок можно видеть в работе [1]. Все эти исследования дают представление о колоссальном количестве пыльцы рассеиваемой в атмосферу каждым растением, которые в дальнейшем оседают на поверхность почвы, озера,

болот и морей, иногда даже в виде «пыльцевого дождя». Пыльцевые зерна измеряются в пределах от 10 до 200 мкм, и могут переноситься за тысячу километров от точки выпадения и в большом количестве. Так ряд авторов [2, 3] приводят данные по Черному морю о концентрации пыльцевого материала в таких пределах – 398 экз. на см.² или $16.7 \cdot 10^{17}$ экз., над Азовским морем – $12 \cdot 10^{16}$ экз., над Аральским – $11 \cdot 10^{16}$ экз., а в западную часть Атлантического океана поставляется $15 \cdot 10^{18}$ экз. О концентрации пыльцы в морских осадках дает представление и весовое количество пыльцевых зерен. Так за летний период на акваторию южных морей приносится около 12 000 т пыльцевых зерен. Подсчитано, что на каждый квадратный км водной поверхности выпадает на Арале – 24, на Каспии – 23 и на Азовском море – 44.5 кг пыльцы и спор. В работе [3] автором приводятся максимальные концентрации пыльцевого материала в современных морских осадках Тихого, Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Таблица 2. Максимальная концентрация пыльцы и спор в современных осадках Мирового океана

Бассейн	Максимальная концентрация пыльцы на 1 г
Тихий океан (восточная часть, шельф)	10 000
Калифорнийский залив	65 000
Атлантический океан (шельф Африки)	300
Балтийское море	20 000
Черное море (юго-восточная часть)	14 000
Черное море (центральная котловина)	100 000
Черное море (центральная часть восточной глубоководной зоны)	160 000
Северный Ледовитый океан (Белое море)	21 000

Выпадая из аэрозоля на морскую поверхность, пыльца и споры подвергаются действиям гидродинамических и седиментационных процессов. Концентрация пыльцы на г осадка изменяется в больших пределах в зависимости от типа осадка. Максимальное количество наблюдается для глинистых илов, наиболее низкая – для крупнозернистых песков, что было отмечено нами также при изучении Берингова моря.

В свете всего сказанного выше, необходимо особо подчеркнуть, что огромное количество палинологического материала накапливается в морских отложениях, начиная со времени самых древних геологических эпох. И естественно, можно предположить о роли их участия в образовании морских отложений. В исследованиях С.П. Наумовой в 1949 г. [4] было сообщено о нахождении многочисленных и разнообразных (более 100

видов) наземных растений в силурийских и нижнекембрийских отложениях Прибалтики. В 1951 г. ею же, а в 1955 г. Б.В. Тимофеевым [5] были обнаружены споры в еще более древних докембрийских отложениях. Установлено, что существенные перемены во флористическом составе растительного мира часто происходили одновременно на обширных территориях. Такие крупные перемены можно уловить по смене различных видов и родов ископаемых растительных остатков, как пыльца и споры, морфологическое строение которых значительно усложнялось, что хорошо видно на рис. 1–2.

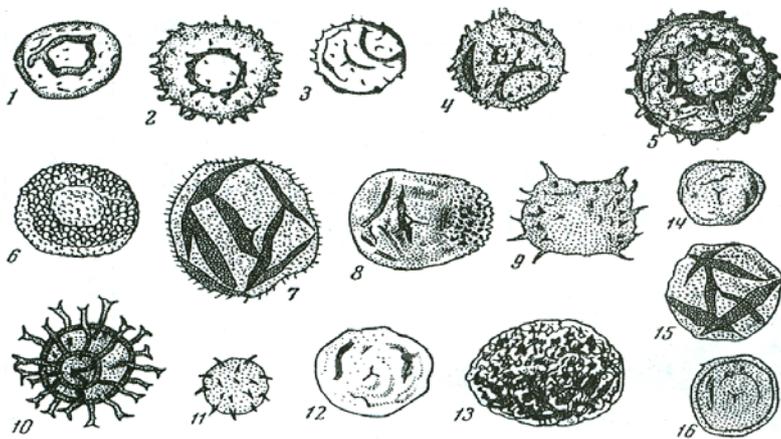


Рисунок 1. Споры наземных растений (1–6 – силур, 7–11 – кембрий, 12–16 – протерозой)

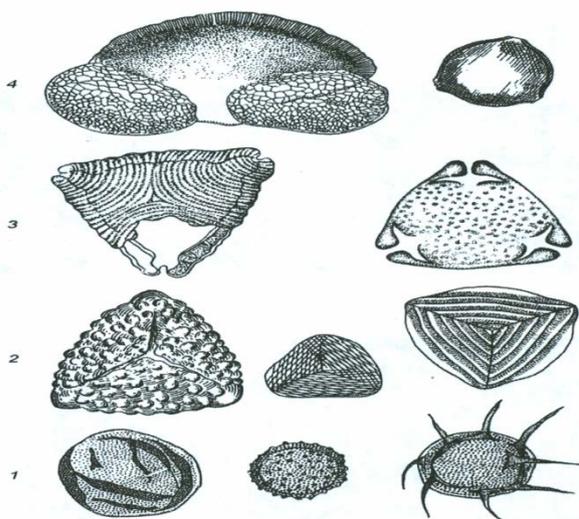


Рисунок 2. Эволюция морфологических признаков спор и пыльцы
Обратившись к схеме геохронологических периодов (рис. 3) можно проследить, как развивался растительный мир Земли.

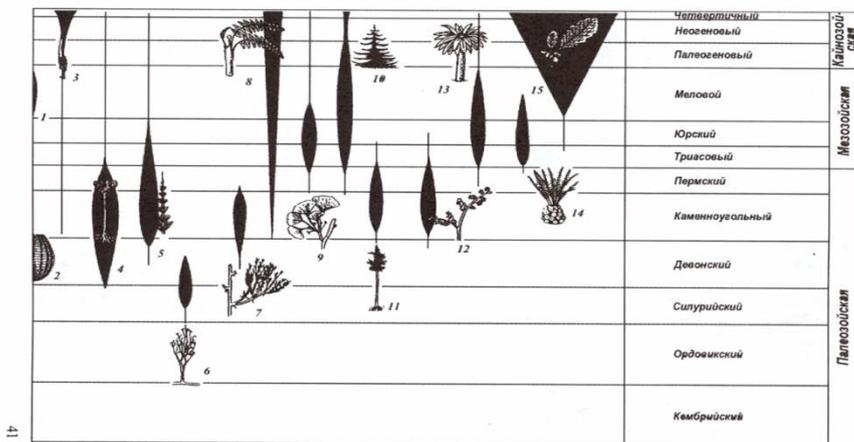


Рисунок 3. Схема распространения основных групп растений в различные геологические периоды: 1 – диатомовые, 2 – харовые, 3 – моховидные (кукушкин лен), 4 – плауновидные (сигиллярия), 5 – членистостебельные (каламит), 6 – псилофитовые(псилофитон), 7–8 – папоротники, 9–11 – голосемянные, 15 – покрытосемянные

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Percival M. Pollen presentation and pollen collection. The new phytologist,

London, 1950. V.49.

2. Комаров М.В. Распределение пыльцы и спор в донных осадках Черного моря // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 3–11.

3. Вронский В.А., Федорова Р.В. Концентрация пыльцы и спор в современных континентальных и морских отложениях // Изв. АН СССР, сер.геол. 1981. № 12. С. 79–86.

4. Наумова С.Н. Споры нижнего кембрия // Изв. АН СССР, сер.геол. 1949. № 4. С. 145–155.

5. Тимофеев Б.В. Hystrichosphaeridae кембрия // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 1–2. С. 130–133.

The study of bioaerosol-navigating spore pollen material in their composition demonstrated their great importance for solving the problems of marine sedimentation.

**Сивков В.В.^{1,2}, Дорохова Е.В.¹, Баширова Л.Д.^{1,2},
Новичкова Е.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: sivkov@kaliningrad.ru, ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград)

**Материал ледового разноса в плейстоцен-голоценовых осадках дрефта Глория (Северо-Западная Атлантика)
Sivkov V.V.^{1,2}, Dorokhova E.V.¹, Bashirova L.D.^{1,2},
Novichkova E.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Ice-rafted debris in the Pleistocene-Holocene sediments of the Drift Gloria (North-Western Atlantic)

Ключевые слова: донные осадки, материал ледового разноса, дрефт Глория, гранулометрический состав.

Исследованы плейстоцен-голоценовые осадки колонки АИ-3415, отобранной в северо-западной части дрефта Глория. Преобладающие бимодальные гранулометрические распределения минеральной части осадка (моды на 3–10 и 34–230 мкм) свидетельствуют о пелагическом типе осадконакопления и одновременном активном поступлении материала ледового разноса (IRD). Полученные результаты согласуются с предыдущими предположениями, что дрефт Глория не подвержен влиянию контурных течений и является реликтовым контуриковым дрефтом.

Вопросы, связанные с выявлением отличий контуритов от турбидитов и гемитурбидитов, стали возникать с самого начала развития контуриковой парадигмы [1]. В контексте этих вопросов было выполнено исследование терригенной составляющей позднечетвертичных осадков северо-западной части дрефта Глория (колонка АИ-3415, 49-й рейс НИС «Академик Иоффе», 55°34.32' с.ш.; 46°12.56' з. д., глубина 2985 м, длина 507 см) (рис. 1). Предыдущие исследования гранулометрического состава плейстоцен-голоценовых осадков юго-восточной периферии дрефта Глория (колонка АМК-4493) показали, что они не являются контуритами [2]. Здесь нами были идентифицированы гемитурбидиты, образование которых связано с распространением мелкоалевритовой фракции взвеси турбидитных течений Лабрадорского моря. Было показано [3], что при замедлении турбидитного потока над континентальным подножьем оно освобождается от крупных фракций взвеси, теряет плотность и, выходя на новый изопикнический уровень, отрывается от дна. Как следствие, тонкие частицы, сохранившиеся во взвеси после разгрузки турбидитного течения, могут переноситься на сотни километров в промежуточных водах океана.

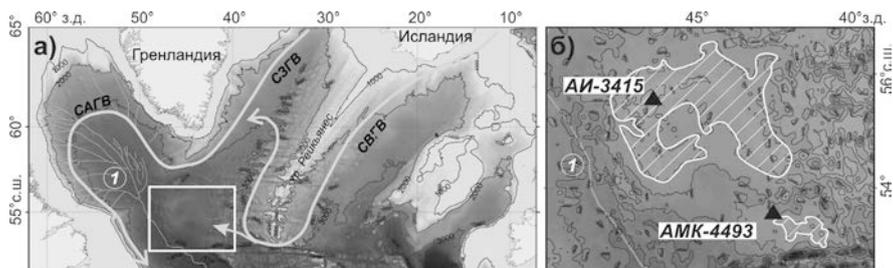


Рисунок 1. Район исследования в Северной Атлантике (показан прямоугольником) (а) и расположенный в нем дрейф Глория (белая косая штриховка в пределах изобаты 3400 м) (б): стрелками показаны контурные течения северо-восточных, северо-западных и североатлантических глубинных вод (соответственно, СВГВ СЗГВ САГВ); цифрой 1 – Северо-Атлантический срединно-океанический глубоководный канал; черными треугольниками – положение рассматриваемых колонок осадков.

Гранулометрический анализ осадков выполнялся на лазерном дифракционном анализаторе “Сальд 2300” (“Шимадзу”, Япония). Дезинтеграция частиц перед анализом производилась с помощью триполифосфата натрия и ультразвуковой ванны, органическое вещество и карбонат кальция удалялись из проб перекисью водорода и соляной кислотой. Для стратиграфического расчленения колонки АИ-3415 были использованы данные по изменению соотношения стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер (вид *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* (Ehrenberg)) и содержанию в осадках CaCO_3 . Границы между морскими изотопными стадиями (МИС) были выделены на основе корреляции полученной изотопно-кислородной кривой с опорной кривой LR04 [4]. Выделено 8 МИС, охватывающих около 300 тыс. лет. Вклад материала ледового разноса (количество IRD), подсчитанный под микроскопом во фракции >150 мкм, оказался неинформативным с точки зрения климатостратиграфии. Межледниковья в колонке АИ-3415 оказались менее выраженными по сравнению с данными расположенной южнее нее колонки АМК-4493. Это объясняется меньшей контрастностью климатических изменений вблизи Северного полярного фронта.

Результаты гранулометрического анализа колонки АИ-3415 показали следующее:

1. Гидродинамически обусловленная мода на интервале 10–30 мкм, отражающая интенсивность воздействия на гранулометрический состав осадков придонных течений [5], оказалась невыраженной. Это отличает рассматриваемую часть дрейфа Глория от исследованных нами ранее контуритов Северной Атлантики [2], но совпадает с данными гранулометрического анализа колонки АМК-4493. Вместе с тем,

незначительное содержание в осадках более крупных частиц (30–40 мкм) по сравнению с колонкой АМК-4493, не позволяет говорить и о гемитурбидитах.

2. На всех горизонтах присутствует хорошо выраженная мода 3–10 мкм (рис. 2а), которая, как известно, формируется в процессе пелагического осадконакопления за счет когезии тонких частиц и состоит преимущественно из глинистых минералов [6]. Доминирование этой моды свидетельствует о слабости придонных течений.

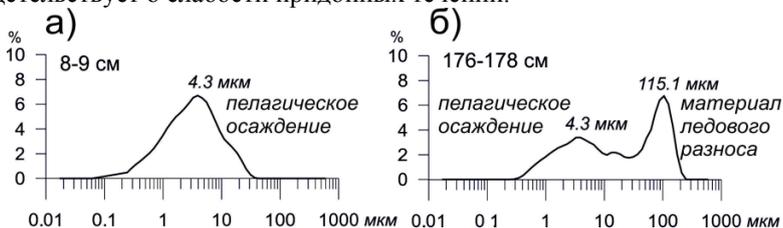


Рисунок 2. Примеры гранулометрических распределений в колонке АИ-3415: а) одномодальное распределение с пелитово-алевритовой модой; б) бимодальное распределение с пелитово-алевритовой и алевритово-песчаной модами.

3. Главной особенностью гранулометрического распределения осадков стала песчано-алевритовая мода (34–230 мкм), которая присутствует почти на всех горизонтах (рис. 2б). Редкие горизонты, где ее нет, сосредоточены в основном в верхней части осадочного разреза (МИС 1–4). Существование, а иногда и доминирование алевритово-песчаной моды (бескарбонатной части осадков) на значительном удалении от таких источников как континентальное подножие и срединно-океанические каналы может быть результатом только поступления материала ледового разноса (IRD). Таким образом, терригенные осадки колонки АИ-3415 можно классифицировать как IRD-содержащие гемипелагиты.

Как следствие, параметры песчано-алевритовая мода могут оказаться полезными для более детального анализа изменчивости IRD по сравнению с микроскопическим методом (рис. 3). Понятно, что результаты такого анализа будут отличаться от результатов прямого подсчета IRD под микроскопом, когда подсчитываются частицы только >150 мкм, поскольку IRD могут иметь и меньший размер [7].

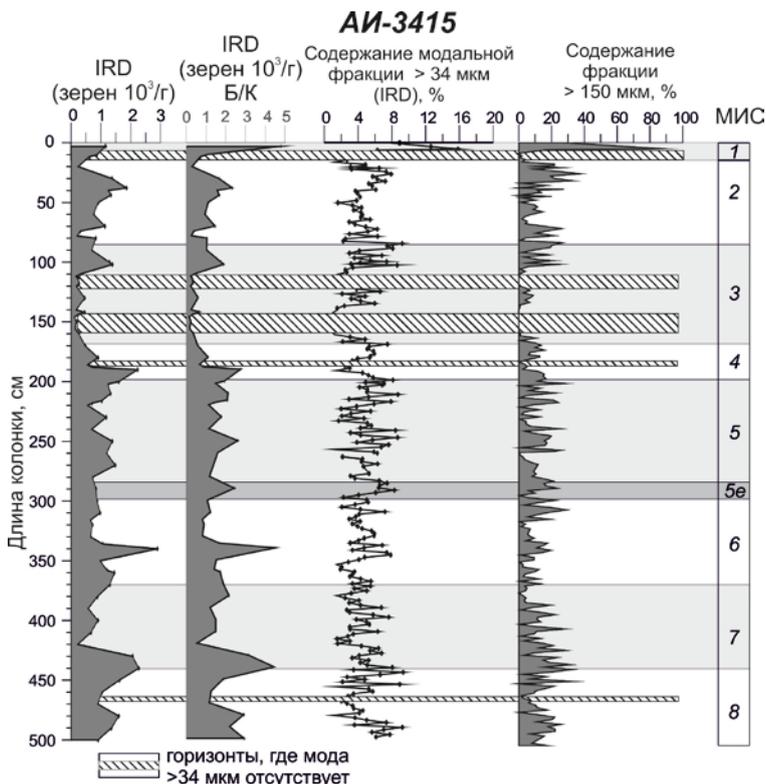


Рисунок 3. Изменения интенсивности поступления материала ледового разноса (IRD) в осадках колонки АИ-3415 на протяжении МИС 1-8. Слева направо: подсчет IRD под микроскопом – в валовых пробах и в бескарбонатной части осадка; результаты гранулометрического анализа – песчано-алевритовая мода и содержание фракции > 150 мкм. Б/К – бескарбонатный осадок. Заштрихованные полосы – отсутствие песчаной моды

В рассматриваемой колонке не прослеживается очевидной связи интенсивности поставки IRD с климатическими изменениями (рис. 3). Это объясняется, по-видимому, близостью дрефта Глория к Гренландии – основному источнику IRD, где в меньшей степени сказываются климатические колебания положения Северо-Атлантического течения и Северного полярного фронта, влияющие на интенсивность таяния айсбергов. Вместе с тем, обращает на себя внимание приуроченность интервалов снижения поставки IRD к интервалам отсутствия песчано-алевритовой моды. Также вызывает интерес и требует специального изучения кратковременный средне-голоценовый максимум содержания

IRD. В целом результаты наших исследований согласуются с представлениями о том, что дрейф Глория является реликтовым контуритным дрейфом, сформировавшимся в третичное время [8].

Экспедиционные исследования и изучение стабильных изотопов выполнено при поддержке проекта РНФ №14-50-00095. Стратиграфическое расчленение колонки выполнено при поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (проект № МК-204.2017.5); обобщение результатов – при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5–100».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stow D.A.V., Wetzel A. Hemiturbidite: a new type of deep water sediment // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 116 / Eds. Cochran J.R., Stow D.A., Aurox C. et al. Texas A&M University, College Station, Texas, 1990. P. 25–34.
2. Сивков В.В., Дорохова Е.В., Баширова Л.Д. Контурные течения Северной Атлантики в последнем ледниковом цикле // Океанология. 2015. Т. 55 (6). С. 994–1000.
3. Hesse R., Khodabakhsh S. Significance of fine-grained sediment lofting from melt-water generated turbidity currents for the timing of glaciomarine sediment transport into the deep sea // Sedimentary Geology. 2006. V. 186. P. 1–11.
4. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA1003.
5. McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G. Sortable silt and fine sediment size composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // Paleoceanography. 1995. V. 10. P. 593–610.
6. McCave I.N., Hall I.R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7 (10). Q10NN05.
7. Prins M.A., Troelstra S.R., Kruk R.W. et al. The late Quaternary sedimentary record of Reykjanes Ridge, North Atlantic // Radiocarbon. 2001. V. 43 (2B). P. 939–947.
8. Davies T.A. and Laughton A.S. Sedimentary processes in the North Atlantic // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XII (Laughton, A.S., Berggren, W.A., et al.). Washington, U.S. Government Printing Office, 1972. P. 905–934.

Middle Pleistocene to Holocene sediments of AI-3415 core taken in the north-western part of the Gloria drift were investigated. Predominantly bimodal grain-size distribution (modes at 3–10 μm and 34–230 μm) indicates combination of the pelagic type of sedimentation with active ice-rafted debris (IRD) deposition. The results obtained are consistent with the previous suggestion that during the investigated period the Gloria drift was not influenced by contour currents and should be considered as a relict contourite drift.

Симагин Н.В., Мурдмаа И.О.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: morskoilyitolog@gmail.com)

Осадочное заполнение трансформных долин зоны разломов Вима (Центральная Атлантика)

Simagin N.V., Murdmaa I.O.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Sedimentary infill of transform valleys of the Vema fracture zone (Central Atlantic)

Ключевые слова: Атлантический океан, турбидиты, гемипелагиты, подводные оползни, выносы Амазонки, трансформные разломы, Срединно-Атлантический хребет, придонные течения, глубоководный конус выноса.

Доклад посвящён изучению процессов осадочного заполнения впадин трансформных разломов, расположенных между 9° и 12° с.ш. и их зависимости от процессов, происходящих при формировании конуса выноса Амазонки.

Трансформные долины разломов Вима являются одним из путей транспорта Антарктической донной воды (ААДВ) и нижней части Северо-Атлантической глубинной воды (САГВ) в направлении с запада на восток [1, 2].

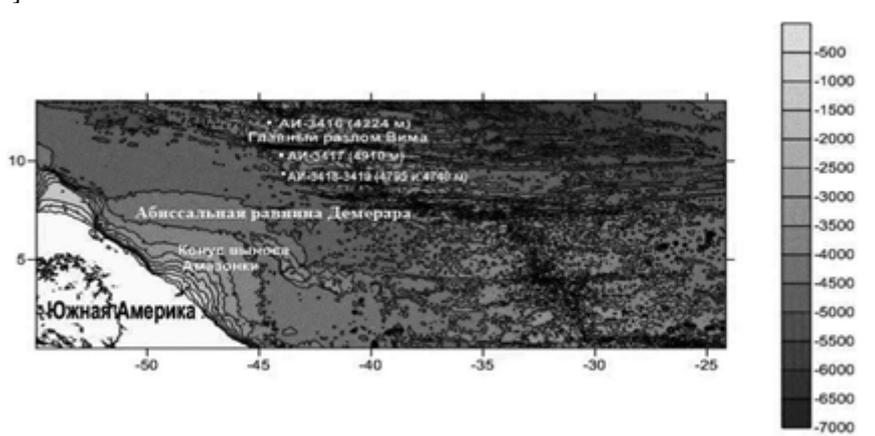


Рисунок 1. Батиметрическая карта района исследования с расположением изученных колонок

В 50-м рейсе НИС «Академик Иоффе» на западном фланге Срединно-Атлантического хребта были отобраны четыре колонки на локальных абиссальных равнинах внутри жёлобообразных впадин трансформных

разломов (трансформных долин) [3]. На сейсмическом профиле осадочная толща характеризуется чёткой акустической стратификацией и протяжёнными параллельными отражающими границами, что указывает на заполнение этих впадин дистальными турбидитами или осадждением из придонной суспензии. Целью исследования стала характеристика позднечетвертичного осадконакопления на разных глубинах относительно компенсационной глубины карбонатакопления (КГК), составляющей в данном районе 4400 м [4].

В Лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН был выполнен гранулометрический анализ прослоев, обогащённых песчано-силтовым материалом, из колонок АИ-3417-3419 на лазерно-дифракционном анализаторе SALD2300 (Shimadzu, Япония). Диспергация частиц перед анализом производилась в растворе триполифосфата натрия при помощи ультразвуковой ванны. Анализ выполнялся как в исходных пробах натурального осадка, так и в образцах после удаления биогенных компонентов: CaCO_3 , аморфного кремнезема и органического вещества. Были изучены смер-слайды из всех прослоев в каждой колонке и шлифы, отобранные на эрозионных границах в каждой колонке.

Колонка АИ-3416 (глубина 4224 м) получена к северу от разлома Вима во впадине с крутыми бортами (их высота достигает 400 м) и пологим дном. Осадочная толща сложена преимущественно кокколитово-глинистым илом. В некоторых интервалах встречены линзы и прослои более крупнозернистого терригенного материала и прослои фораминиферового песка, с эрозионными контактами залегающие на подстилающих осадках. В других интервалах встречены признаки деформации осадка – пережимы и следы вязкого течения. Таким образом, формирование осадка, по всей видимости, происходило в результате смыва придонными течениями и оползания материала, богатого биогенным известковым материалом, с локальных подводных возвышенностей. При этом карбонатная часть осадка растворялась с увеличением глубины при движении вниз по склону.

Колонки АИ-3417-3419 (глубины 4740–4910 м) получены южнее разлома Вима. Первая – во впадине с бортами высотой до 1300 м, две другие – до 100 м. Вскрытые осадки представлены преимущественно силтово-глинистым илом с небольшой примесью раковин фораминифер. В колонках было выделено по два турбидитовых циклита, а в низах колонки АИ-3418 – неполный циклит. При анализе графиков распределения обломочного материала по разрезу установлена прямая градационность, однако, в каждом градационном турбидитовом циклите выделены интервалы с колебаниями гранулометрического состава (рис. 2). Это свидетельствует о многоактивности процесса поступления терригенного обломочного материала турбидными потоками: можно выделить 3-4 пика содержания песчано-силтовой фракции внутри одного циклита. В шлифах и смер-слайдах отмечается микрослоистость (ламинация), выраженная в

чередовании хорошо сортированных частиц разного размера, а также в разной степени обогащения биогенными обломками. Нижние (более древние) циклиты, как правило, содержат больше раковин планктонных фораминифер и их обломков, чем верхние, что отражено в более заметном уменьшении доли песчаных фракций при удалении CaCO_3 (рис.2).

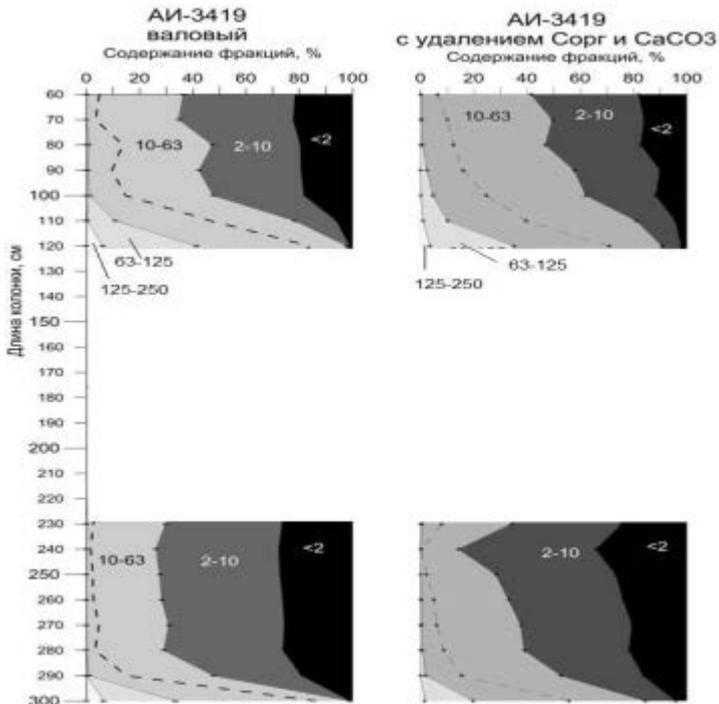


Рисунок 2. Результаты гранулометрического анализа двух турбидитовых циклитов в колонке AI-3419

Между турбидитовыми циклитами описаны слои с беспорядочной текстурой (гемипелагиты), интенсивно биотурбированные, с выделениями гидротроилита и осадки подводных оползней, характеризующиеся наличием глинистых окатышей и следами вязкого течения. Для последних отмечается более высокая карбонатность за счёт обогащения кокколитами, что может быть объяснено поступлением оползневых осадков с локальных поднятий.

Аналогичное строение осадочной толщи вскрыто скважинами глубоководного бурения (ODP 155, скважины 931–946) в районе конуса выноса Амазонки [5, 6]. Таким образом, можно сделать вывод, что

осадконакопление в трансформных разломах зоны Вима тесно связано с процессами, происходящими при формировании дистальной части амазонского конуса [7]. Накопление турбидитов в обеих структурах приурочено к периодам оледенений – времени низкого стояния уровня Мирового океана, когда разгрузка крупных рек, в том числе Амазонки, происходила непосредственно на континентальный склон. Накопление пелагических осадков и образование подводных оползней характерно преимущественно для межледниковий [8, 9]. Вероятнее всего, заполнение впадин турбидитами было частью единого процесса, формирующего многокилометровые толщи осадков в амазонском конусе и сантиметровые – в трансформных долинах на фланге срединного хребта. Таким образом, терригенная суспензия турбидных потоков может переноситься на очень большие расстояния, вплоть до центра океана. Оползневые осадки, вскрытые нашими колонками ниже КГК, скорее всего, формировались путем переработки придонными течениями отложений пастообразных потоков (mass transport deposits). На это указывает высокое содержание в них карбонатного материала, который мог сохраниться только в случае быстрого захоронения материала между эпизодами схода турбидных потоков. Наши результаты согласуются с данными по скважинам глубоководного бурения [5, 6]. Пелагические осадки, вероятнее всего, были отложены в ходе фоновой седиментации между геологически мгновенными актами схода турбидных потоков.

Работа выполнена в рамках проекта «Глубоководные контуритовые системы Атлантического океана» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Yu., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Water Structure and Flows. // Dordrecht: Springer, 2010.
2. Vangriesheim A. Antarctic bottom water flow through the Vema fracture Zone // *Oceanologica Acta*. 1980. V. 3. P. 199–207.
3. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение контуритовых систем Западной Атлантики в 50-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 6. С. 975–976.
4. Емельянов Е.М. Осадконакопление и придонные течения в юго-западной части Атлантического океана // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 2. С. 5–37.
5. Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. Morphology and structure of Amazon channel // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 1997. V. 155. P. 1233.
6. Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. Isotopic stratigraphy of Amazon cone sediments // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1997. V. 155. P. 653–678.

7. Damuth J., Kumar N. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age, and Growth Pattern // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86(6). P. 863–868.
8. Hoorn C., Bogotá-A G.R., Romero-Baez M. et al. The Amazon at Sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin // Quaternary Science Reviews. 2017 (in press).
9. Maslin M., Vilela C., Mikkelsen N., Grootes P. Causes of catastrophic failures of the Amazon Fan // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 24. P. 2180–2193.

Four cores, collected from the transform valleys of the western flank of Mid-Atlantic ridge, are examined to identify genetic types of sediment infilling. The sediments below the carbonate compensation depth (CCD) are similar to those from the Amazon cone. This suggests a direct turbidity current transport from the Amazon cone to the transform valleys of the Vema fracture zone and confirms a possibility of distal terrigenous turbidites penetration up to the center of the Atlantic Ocean. The sediments from transform valleys shallower than CCD are represented by pelagic calcareous clay partially reworked by bottom currents or slumping.

Соколова Е.А.

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

Сравнение танатоценозов маастрихтских планктонных фораминифер из некоторых скважин Атлантического океана и разреза в русле реки Кавярзе (Горячий Ключ).

Sokolova E.A.

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow).

A comparison of the tanatocenoses of the Maastrichtian plankton foraminifera from some wells of the Atlantic Ocean and a section in the riverbed of the Kavarze River (Goryachy Klyuch)

Ключевые слова: фораминиферы, палеоклимат, танатоценозы, растворение, осадконакопление, Атлантический океан, эпиконтинентальные бассейны.

Проанализированы данные по видовому составу раковин планктонных фораминифер (ПФ) в маастрихтских осадках, вскрытых тремя скважинами в Атлантическом океане и в русле реки Кавярзе. Для каждого разреза определен тип танатоценоза ПФ и установлена принадлежность районов к той или иной климатической зоне. Установлено, что климат в океане был более теплым. В конце маастрихта имело место похолодание.

На протяжении последних 30 лет большое внимание уделялось реконструкциям палеоклиматической зональности для разных возрастных срезов в океанах на основе выявления широтного распространения видовых сообществ ПФ [1–4].

Материалом для данной работы послужили 50 образцов отобранных автором из разреза свиты Кохт (маастрихт) в русле реки Кавярзе, левом притоке р. Псекупс (г. Горячий Ключ). Свита Кохт выделена Н.Б. Васаевичем [5] по хребту Кохт. Отложения изучаемой свиты трансгрессивно залегают на породах альба и перекрываются палеогеновыми слоями. По макрофаунистическим комплексом определен ранне- и позднемаастрихтский возраст рассматриваемых отложений. Однако в изучаемых автором образцах раковинами фораминифер была обогащена только верхняя часть разреза, соответствующая верхнему маастрихту. Из Атлантического океана обработаны переданные руководством проекта глубоководного бурения из США образцы кернов из трех скважин глубоководного бурения: 387, 390A, 516F. В качестве сравнительного материала использовались изученные ранее комплексы ПФ из эпиконтинентальных бассейнов Мангышлака и Восточного Прикаспия [6]. Кроме того использовались оценки палеотемператур, полученные в результате изотопно-кислородного анализа [7, 8]. Анализ комплексов ПФ

позволил установить их принадлежность к определенным климатическим зонам (рис. 1). О методике выделения климатических зон для позднемиоценовой эпохи подробно говорится в работе Соколовой [7].

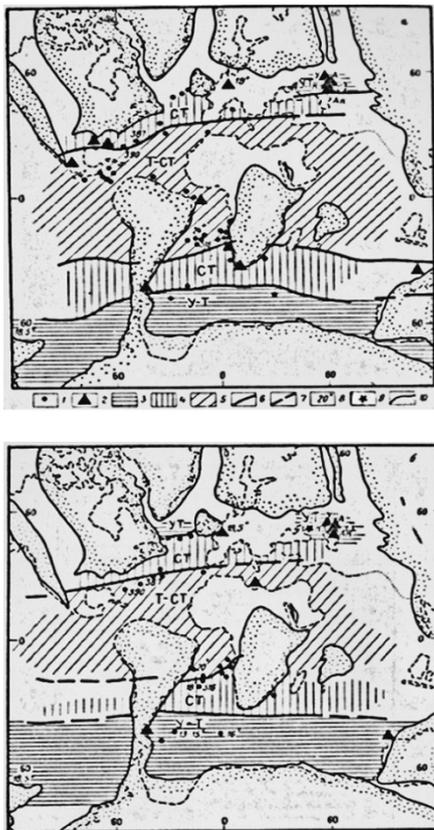


Рисунок 1. Климатическая зональность в раннем маастрихте (а) и в позднем маастрихте (б). 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – разрезы и скважины, описанные на территории современных континентов; 3–5 – климатические зоны по [7]: 3 – умеренно теплая (У-Т), 4 – субтропическая (СТ), 5 – тропическо-субтропическая (Т-СТ); 6,7 – границы климатических зон: 6 – достоверные, 7 – гипотетические; 8 – палеотемпературы; 9 – разрез свиты Кохт; 10 – границы континентов в меловом периоде.

Распределение ПФ в изученных разрезах.

1. Нижняя часть разреза – зона *Globotruncana falsostuarti* (рис. 2) (названия фораминиферовых зон по схеме Сигаля, приведенной в [9]). 1) Отложения скв. 516F, характеризуется чрезвычайным разнообразием ПФ.

Здесь встречаются представители всех трех климатических групп. Особенно широко распространены килеватые, крупные тропические формы. В комплексе присутствуют разнообразные виды субтропической группы (рис. 2), по численности они значительно уступают тропическим. Виды умеренно теплой группы встречены как единичные. Все это свидетельствует о принадлежности данного комплекса к тропико-субтропическому типу танатоценоза. В самой верхней части разреза виды субтропической группы не уступают по численности видам тропической группы. 2) В отложениях скв. 390А основная часть комплекса – субтропические глоботрунканы и глоботрункиты (35% по численности), при незначительном количестве видов тропической и умеренно теплой группы (рис. 2). Изучаемый комплекс ПФ сформировался в пределах субтропической климатической зоны. 3) Одновозрастный комплекс ПФ вскрытый скв. 387 то же принадлежит к субтропической группе, хотя он значительно обеднен и многие раковины имеют среднюю сохранность. Вероятно имело место растворение. ПФ составляют не более 30% от общего числа фораминифер. Во всех остальных разрезах количество бентосных (БФ) и ПФ приблизительно одинаково по всему разрезу.

II. Средняя часть разреза – низы зоны *Globotruncana gensseri* (скв. 390А) – резкое увеличение крупных сильно скульптурированных тропических таксонов, особенно много раковин *Globotruncana gensseri* и различных видов р. *Rosita* (рис.2). Комплекс ПФ приобрел черты, характерные для тропико-субтропического типа танатоценоза.

III. Верхняя часть зоны *Globotruncana gensseri*. 1) В отложениях скв. 390А преобладают субтропические формы. Комплекс ПФ снова приобретает черты субтропического, весьма сходного с танатоценозом зоны *Globotruncana falsostuarti*. 2) Одновозрастный комплекс ПФ из нижней части разреза свиты Кохт имеет черты переходного от субтропического к умеренно теплому типу танатоценоза. Через точки отмеченные таким переходным типом танатоценоза, проводятся границы климатических зон [3]. Виды субтропической и умеренной групп представлены в равных долях, а тропические виды имеют подчиненное значение. Сохранность большинства раковин хорошая. БФ составляют не более 40%.

IV. Верхняя часть зоны *Abathomphalus mayaroensis*. 1) В комплексе скв. 516F из представителей субтропической группы преобладают различные глоботрунканы и однокилевые глоботрунканиты (рис.2). Тропические виды встречаются только как единичные. В самом верху разреза осязательным становится значение холодноводных таксонов: *Heterohelix* и *Globigerinelloides*. 2) В отложениях свиты Кохт исчезают тепловодные килеватые таксоны. Танатоценоз состоит из представителей умеренно теплой группы, в основном – это глобигеринеллоидесы. Комплекс ПФ весьма похож на одновозрастный танатоценоз описанный Л.Ф. Копаевич [6] для разрезов Прикаспия.

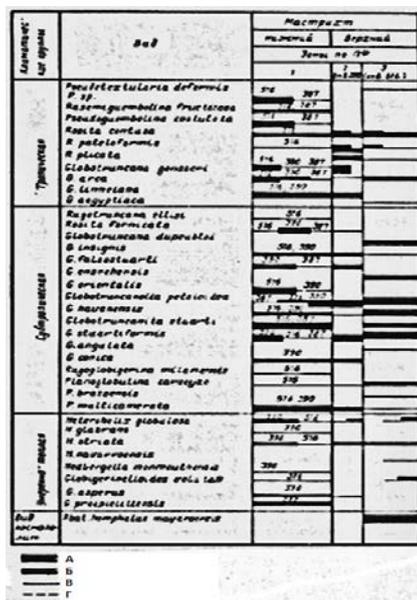


Рисунок 2. Распределение видов планктонных фораминифер в скважинах 387, 390А, 516F. 1– – зоны по ПФ схемы Сигаля [9]: 1- зона

Globotruncana falsostuarti, 2 – зона *Globotruncana gensseri*, 3 – зона *A bathomphalus mayaroensis*; А–Г – частота встречаемости раковин ПФ: А – более 8%, Б – от 8 до 4%, В – менее 4, Г – встречаются спорадически.

Выводы. На основе анализа материала скважин из Атлантического океана и разреза свиты Кохт можно говорить о постепенном похолодании климата в маастрихте. Особенно хорошо стадии маастрихтского похолодания прослеживаются по ПФ на примере скв. 516F. В этом регионе тропическо-субтропическая зона вверх по разрезу постепенно сменяется субтропической и на границе с данием приобретает черты умеренно теплой зоны.

В северной части Атлантического океана (скв. 390А и 387) в раннемаастрихтское время климат был субтропическим. В начале позднего маастрихта имело место кратковременное резкое потепление – установился тропическо-субтропический климат, быстро сменившийся субтропическим, менее теплым, чем климат раннего маастрихта. Осадконакопление в изученных регионах океана, вероятно, шло на глубине немного выше уровня мелового лизоклина.

Разрез свиты Кохт расположен несколько севернее этих скважин. В течение позднего маастрихта там тоже прослеживалась общая тенденция к похолоданию. В начале позднего маастрихта климат был переходный от

субтропического к умеренно теплому. В конце маастрихта господствовала умеренно теплая зона. Осадконакопление в изученном регионе, вероятно, шло на глубине значительно выше уровня мелового лизоклина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш М.С. Четвертичные палеотемпературы океана и некоторые палеогеографические реконструкции // Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980. С. 102–128.
2. Блюм Н.С., Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып.6. С. 116–130.
3. Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам М.: ВИНТИ, 1998. 174 с.
4. Соколова Е.А. Климатическая зональность среднего и позднего турона в океане по планктонным фораминиферам // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и био- разнообразие Тетиса и восточного Паратетиса». Горячий Ключ, 2017. С. 84–89.
5. Вассоевич Н. Б. О вероятном возрасте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа // Труды нефтяного геолого-разведочного института. Серия Б. 1932. Вып. 37. С. 10–20.
6. Копаевич Л.Ф., Соколова Е.А. Маастрихтские ориктоценозы планктонных фораминифер скважин Атлантического океана и эпиконтинентальных разрезов // Тез. докл. IX Всесоюзной школы морской геологии. М., 1990. Т. 1. С. 52.
7. Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого и Атлантического океанов в маастрихте по планктонным фораминиферам // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 4. С. 625–632.
8. Zakharov Y.D., Sokolova E.A., et al. New Maastrichtian oxygen and carbon isotope record and the problem of "cool tropic paradox" // The Fifth Symposium of IGCP 434: Stratigraphic correlation of marine and non-marine Cretaceous rocks in South East Asia and adjacent areas. Abstract volume / A. Surinkum, H. Hirano, A. Meesook (eds.). Calasin, Northeast Thailand, 2003. P. 42–43.
9. Харленд И.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.

Data on the species composition of plankton foraminiferal (PF) shells in Maastricht sediments, discovered by three wells in the Atlantic Ocean and in the riverbed of the Kaviariz river, are analyzed. For each section, the type of tanatocenosis of the PF is determined and the affiliation of the areas to a particular climatic zone is established. It was found that the climate in the ocean was warmer. At the end of Maastricht there was a cold snap.

**Тихонова А.В.¹, Чеховская М.П.¹, Оськина Н.С.¹, Mohan R.²,
Новичкова Е.А.¹, Кравчишина М.Д.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: semeonka@gmail.com; ²Национальный центр исследования Антарктики и океана, Васко-да-Гама, Индия)

Изменение палеогеологических условий Норвежского моря (ст. АМК-5188) в позднечетвертичное время по данным фораминиферового анализа

Tikhonova A.V.¹, Chekhovskaya M.P.¹, Oskina N.S.¹, Mohan R.², Novichkova Y.A.¹, Kravchishina M.D.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; ²National Centre for Antarctic and Ocean Research, Vasco da Gama, India)

Change of paleohydrological conditions of the Norwegian Sea (st. АМК-5188) in Late Quaternary time according to foraminiferal analysis

Бентосные фораминиферы, планктонные фораминиферы, палеореконструкция, Норвежское море, палеоэкология, изменение климата

При помощи микропалеонтологического анализа изучались климатические изменения в Норвежском море в позднечетвертичное время. Анализ комплексов планктонных и бентосных фораминифер позволяет сделать выводы о возможном характере термогаалинной циркуляции.

Станция АМК-5188 отобрана в южной части Лофотенской котловины (69°02.667' с.ш., 02°06.595' в.д., рис. 1), на глубине 3206 м, длина керна составляет 4.17 м. Отложения представлены известковыми пелитовыми и алевроито-пелитовыми илами с цветовой полосчатой текстурой по всему керну и частыми включениями гравийно-галечного материала. Для восстановления условий палеоциркуляции был проведен микропалеонтологический анализ состава ассоциаций планктонных и бентосных фораминифер (изучено более 40 проб с дискретностью отбора 10 см по всей длине колонки). Для исследования путей распространения айсбергов было посчитано количество терригенного материала ледового разноса (ice-rafted debris – IRD). Кроме того, с целью определения абсолютного возраста осадков и скоростей осадконакопления, получены данные по соотношению стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах планктонных фораминифер (вид *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral, не менее 30 раковин в пробе, размер раковин ~150 мкм). Анализ был выполнен в лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. К. Лейбница Кильского университета на массспектрометре «Finnigan MAT 251» доктором Н. Андерсоном. Точность метода составляет 0.07‰.

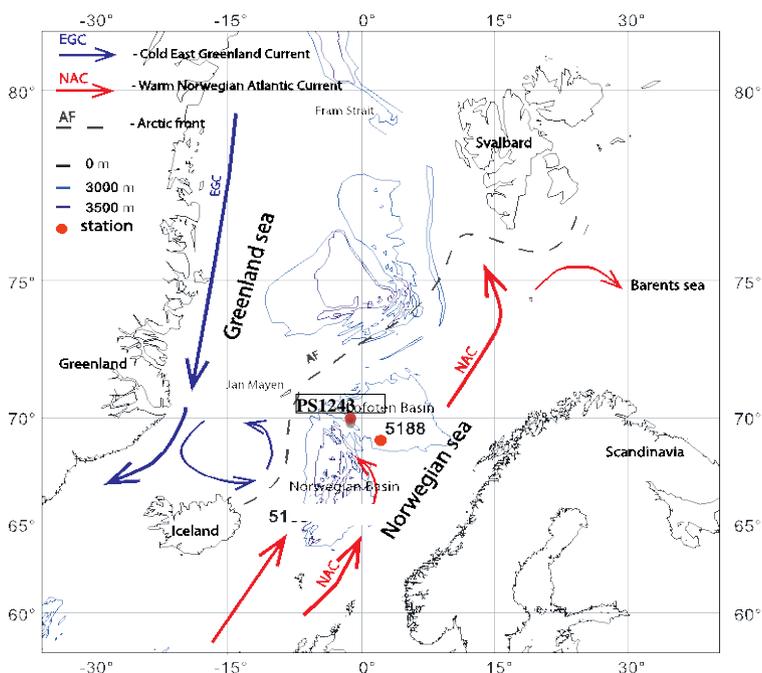


Рисунок 1. Местоположение колонок *AMK-5188* и *PS1243*

По данным комплексного микропалеонтологического анализа, а так же по соотношению стабильных изотопов кислорода в колонке предварительно выделены относительно теплые изотопно-кислородные стадии (ИКС): ИКС1 (0–75см), и ИКС5 (180–240см), а также, границы ледниковых и межледниковых условий осадконакопления в районе отбора осадков (рис. 2).

Наибольший интерес для исследования процессов осадконакопления в данном районе представляют верхние 0–75 см колонки *AMK-5188*, которые предварительно, по нашим данным относятся к Терминации I, времени раннего и позднего голоцена (межледниковый оптимум) и позднего голоцена (рис. 3). Отмечено сходство изменений ассоциаций планктонных фораминифер, с ранее описанными в близко расположенной колонке *PS1243* (глубина 2710 м, рис. 1), где верхние 80 см обеспечены подробными радиоуглеродными датировками. Мощность голоцена в этой колонке составляет 0–40 см, а осадки Терминации I обнаружены на глубине 40–60 см от поверхности дна моря [2] и, близки к таковым в колонке *AMK-5188*. Ассоциация планктонных фораминифер в интервале 70–75 см колонки *AMK-5188* представлена полярным видом *N. pachyderma* (s). В этом интервале отмечено уменьшение значений изотопов ($\delta^{18}\text{O}$), что, вероятно,

указывает на конец максимума последнего ледникового и начала Терминации I. Во время образования ассоциации фораминифер 47–70 см, с содержанием доли бентосных форм от 30 до 80%, происходило интенсивное растворение карбонатного материала на дне. Вместе с тем мы наблюдаем здесь заметное увеличение численности менее устойчивого к растворению мелкого субполярного вида *T. quinqueloba* и уменьшение доли (до 40% – в составе ассоциаций) полярного вида *N. pachyderma* (s), что, вероятно, связано с потеплением времени Беллинг-Аллеред. Вид *T. quinqueloba* является самым холодноводным из субполярных видов планктонных фораминифер. В современных осадках он наиболее распространен вблизи Арктического фронта [3]. Увеличение его численности приходится на конец ледникового – самое начало голоцена [4]. В осадках межледникового оптимума (интервал 15–58 см, колонки АМК-5188) тепловодная ассоциация фораминифер характеризуется заметным увеличением содержания субполярных видов, до 60–80%, особенно *G. bulloides* и *N. pachyderma* (d), и постоянным присутствием *G. inflata*. *G. bulloides* и *G. inflata* в Норвежском море являются типичными показателями притока теплых вод Атлантического течения. Для колонки PS1243 подобный комплекс встречается в отложениях возраста 5–10 тыс. календарных лет [4]. Ассоциация верхней части колонки (0–15 см) холодноводная и характеризуется содержанием доли *N. pachyderma* (s) до 60–80%.

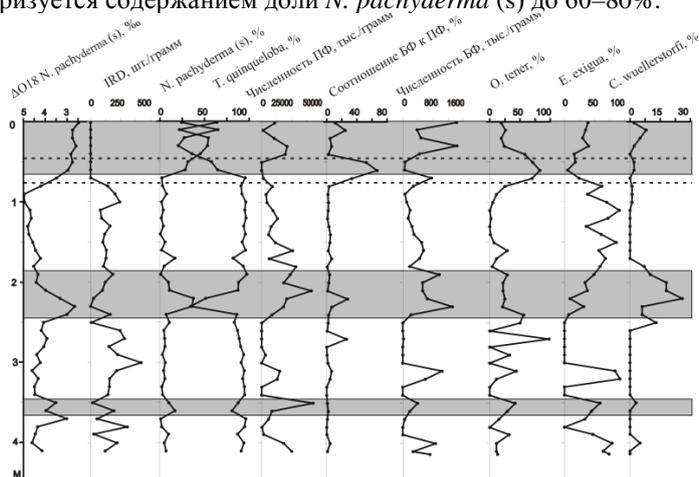


Рисунок 2. Изменение численности и доли основных видов планктонных и бентосных фораминифер, а также распределение изотопов кислорода и зерен ледового разноса по колонке АМК-5188. Линиями и цветом выделены основные интервалы изменений палеоусловий в Норвежском море.

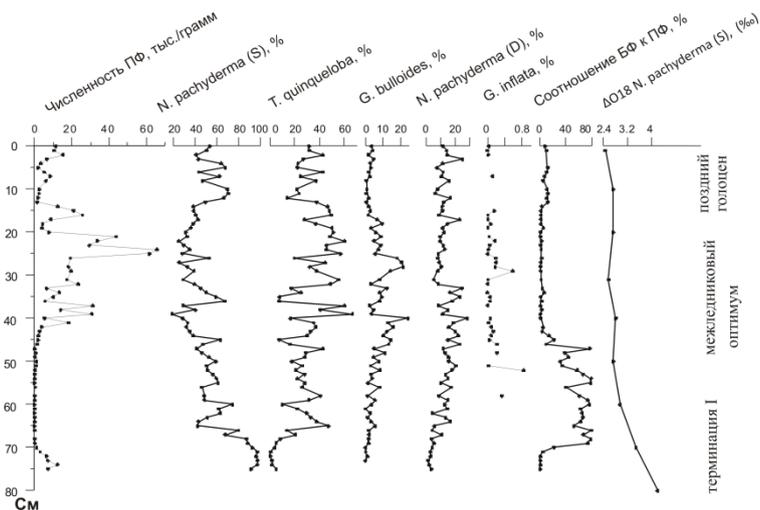


Рисунок 3. Графики изменения численности и соотношения видов планктонных фораминифер ст. *AMK-5188* на интервале 0–75 см.

В дальнейшем планируется более подробное изучение осадков стадии ИКС1 – (75 проб) и ИКС5 – (62 пробы) с дискретностью отбора 1 см. По раковинам планктонных фораминифер *N. pachyderma* (s) будут проведены исследования стабильных изотопов: кислорода, углерода, соотношение изотопов магния и кальция, бора, азота и раковин бентосных фораминифер *Cibicidoides wuellerstorfi* для проведения палеореконструкций среды и климата. Все анализы будут сделаны нашими коллегами в National Centre for Antarctic and Ocean Research, Васко-да-Гама, ГОА, Индия.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за предоставленный для исследования материал. Исследования стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), а также отбор осадков произведены за счет гранта РФФ 14-50-00095, микропалеонтологические и частично геохимические исследования выполняются за счет гранта РФФ 16-47-02009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Broecker W.S. The great ocean conveyor belt // *Oceanography*. 1991. V. 1. P. 79–89.
2. Bauch H.A. Paleooceanography of the N. Atlantic Ocean (68°–78°N) during the past 450 ky deduced from planktic foraminiferal assemblages and stable isotopes // *Contributions to the Micropaleontology and Paleooceanography of the Northern North Atlantic*. 1997. № 5. P. 83–100.
3. Johann E. Observation and simulation of ice tongues and vortex pairs in the marginal ice zone // *American Geophysical Union, Washington D. C.* 1994. P. 85. doi: 10.1029/GM085p0109.

4. Bauch A., Erlenkeuser A. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS 5e) records from the Norwegian Sea // Polar Research. 2008. V. 27.

Paleoenvironmental conditions in the Norwegian Sea in Late Quaternary were investigated according to data of plankton and benthic foraminifera. Preliminary boundaries of marine oxygen isotope stages (MIS) was determined.

**Цой И.Б.¹, Обрезкова М.С.¹, Аксентов К.И.¹, Астахов А.С.¹,
Ши Суэфа², Ху Лимин³, Коляда А.Е.⁴**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: tsoy@poi.dvo.ru; ²Первый институт океанографии, Государственная океаническая администрация, Циндао, КНР; ³Колледж морских наук, Китайский океанологический университет, Циндао, КНР; ⁴Дальрыбвтуз, Владивосток)

Изменение среды южной части Чукотского моря в позднем голоцене на основе диатомового анализа

**Tsoy I.B.¹, Obrezkova M.S.¹, Aksentov K.I.¹, Astakhov A.S.¹,
Shi Xuefa², Hu Limin³, Kolyada A.E.⁴**

(¹Ilichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok; ²First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, China; ³College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, China; ⁴FESTFU, Vladivostok)

Late Holocene environmental changes in the southern Chukchi Sea inferred from diatom analysis

Ключевые слова: диатомеи, изменение палеосреды, поздний голоцен, Чукотское море, Арктика.

Анализ диатомей на детальной возрастной модели показал периодичность осадконакопления в зоне влияния тихоокеанских вод Чукотского моря в позднем голоцене, которая характеризуется чередованием относительно холодных (зоны 1, 3, 5) и теплых (зоны 2, 4, 6) эпох. Зоны 5 и 6 формировались в прохладный суббореальный климатический период, зоны 1-4 – в субатлантический период, отличающийся значительными температурными колебаниями. Реконструированные изменения палеосреды не вполне отражают глобальные изменения климата позднего голоцена.

Исследование изменений природных процессов в арктических морях важны для установления закономерностей и причин этих изменений, что необходимо для прогноза будущих изменений среды. Подобные работы активно ведутся в Чукотском море [1, 2], в том числе с использованием возрастных моделей высокого разрешения [3–6; и др.], но которых пока явно недостаточно [7].

Основная цель настоящей работы – реконструировать изменения палеосреды южной части Чукотского моря на детальной возрастной модели. Для этой цели были изучены диатомеи с шагом 2–4 см в колонке Lv77-3-1 (координаты: 68°53.0405' с.ш.; 172°08.6848' з.д.; глубина моря 51.1 м, длина керна 333 см), отобранной в 2016 г. в южной части Чукотского моря в зоне влияния теплого Анадырского течения и берингоморских шельфовых вод. Осадки, представленные в основном пелитовыми илами с алевроитовой примесью, обломками раковин моллюсков и запахами сероводорода: инт. 0-

13 см – полужидкие до мягких, черные со светлыми пятнами; инт. 13–175 см от мягких до слабоуплотненных, частично биотурбированные; инт. 175–290 см уплотненные; инт. 290–333 см плотные с ходами илоедов.

Возраст осадков определен радиоуглеродным методом (AMS) по обломкам раковин моллюсков в лаборатории Beta Analytic – Radiocarbon Dating (Майямы, США). Согласно проведенному датированию, осадки колонки Lv77-3-1 были накоплены за последние приблизительно 4600 лет.

Диатомей в колонке Lv77-3-1 представлены 161 видом, принадлежащих 61 роду. Наибольшее количество видов характерно для родов *Chaetoceros* (15 видов), *Navicula* (12), *Thalassiosira* (10), *Coscinodiscus* (8), *Diploneis* (8), *Actinocyclus* (7). Большинство видов – морские, среди которых планктонные составляют 62 вида, бентосные – 63 вида. Заметное количество составляют пресноводные (24) и вымершие (12) виды, обычно встреченные единичными экземплярами. Высокой численностью характеризуются морские ледово-неритические виды *Thalassiosira antarctica*, *T. nordenskiöldii*, *Bacterosira bathyomphala*, группа криофильных видов (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *F. reginae-jahniae*) и характерные для высокопродуктивных шельфовых вод представители рода *Chaetoceros*, а также бентосно-планктонный вид, характерный для распресненных вод *Paralia sulcata*. Эти виды составляют основное ядро диатомовых комплексов в изученной колонке и голоценовых осадках Чукотского моря.

По изменению содержания диатомей на 1 г осадка, количеству доминирующих видов диатомей и экологической структуре диатомовых комплексов выделено шесть зон. Содержание диатомей в осадках отражает продуктивность поверхностных вод, которая в бореальных и субарктических районах увеличивается в тёплые эпохи, уменьшается в холодные [8] и является важным показателем при палеорекострукциях. В Чукотском море продуктивность вод зависит в основном от притока богатых питательными веществами тихоокеанских вод.

Зона 6 (интервал 333–312 см; ~2628–2350 гг. до н.э.) характеризуется максимальным содержанием диатомей в осадке (9.8 млн. створок/г; среднее 8.2 млн створок/г), среди которых резко доминируют (до 90% от общего количества в комплексе) планктонные неритические виды.

В зоне 5 млн створок/г, среднее содержание 4.5 (312–168 см; ~ 2350–338 гг. до н.э.) наблюдается значительное понижение и довольно однородное содержание диатомей. Выделенные подзоны 5а (237–168 см; ~ 1288–338 гг. до н.э.) и подзона 5б (312–244 см; ~ 2350–1400 гг. до н.э.) разделяются коротким интервалом (240–241 см; 1404 г. до н.э.) с минимальным содержанием диатомей (2.2 млн. створок/г) в колонке. Подзона 5б характеризуется незначительными и ритмичными колебаниями (с периодом около 50 лет) содержания диатомей (2.5–6.0 млн. створок/г). Подзона 5б литологически неяснослоистая, что вероятно отражает ритмичное

изменение продуктивности поверхностных вод, возможное в относительно стабильной обстановке. Подзона 5а характеризуется близкими значениями содержания диатомей (2.4–5.1 млн. створок/г), но в среднем оно ниже (3.5 млн створок/г), чем в подзоне 5б. В подзоне 5а высока численность *Thalassiosira antarctica* и бентосных видов, среди которых особенно многочислен вид *Paralia sulcata*.

Зона 4 (168–88 см; ~338 г. до н.э. – 779 г. н.э.) характеризуется увеличением количества диатомей (4.3–9.5 млн створок/г; среднее содержание 7.1 млн створок/г), среди которых доминируют индикаторы высокопродуктивных беринговоморских шельфовых вод *Bacterosira bathyomphala*, *Thalassiosira nordenskiöldii*, представители рода *Chaetoceros*.

В зоне 3 (88–48 см; 779–1338 гг. н.э.) значительно понижается количество диатомей (2.3–3.7 млн. створок/г; среднее 2.9 млн. створок/г). Высока численность видов *Thalassiosira antarctica*, *Paralia sulcata*, группы криофильных видов.

Зона 2 (48–13 см; ~ 1338–1840 гг. н.э.) характеризуется повышением содержания диатомей (4.9–9.4 млн. створок/г; среднее 6.7 млн. створок/г). Стабильно высокое количество характерно для вида *Thalassiosira antarctica*, содержание остальных видов отличается значительными колебаниями.

Зона 1 (13–0 см; ~ 1840–2008 гг.) охватывает самую верхнюю часть колонки, которая представлена полужидкими илами. Количество диатомей (2.6–5.5 млн. створок/г; среднее 3.7 млн. створок/г) ниже, чем в зоне 2. Высокой численностью характеризуются виды *Chaetoceros* spp., *Thalassiosira antarctica*, *T. nordenskiöldii*, *Paralia sulcata*.

Выделенные зоны отражают периодичность осадконакопления в южной части Чукотского моря в позднем голоцене, которая характеризуется чередованием относительно холодных (зоны 1, 3, 5) и теплых (зоны 2, 4, 6) эпох. Зоны 5 и 6 формировались в прохладный суббореальный климатический период, зоны 1–4 – в субатлантический период, отличающийся значительными температурными колебаниями. Наиболее благоприятные условия для развития диатомей сложились при формировании зон 6 (~2628–2350 гг. до н.э.), 4 (~338 г. до н.э. – 779 г. н.э.) и 2 (~ 1338–1840 гг. н.э.), из них зоны 6 и 4 вероятно отражают глобальные потепления, но зона 2 формировалась в период, который характеризовался понижением глобальных температур (Малый ледниковый период). Ухудшение условий среды, реконструируемые в зонах 1, 3 и 5 также не вполне соответствуют глобальным изменениям климата. Так, в период 779–1338 гг. (зона 3), условия в изученном районе были суровыми, увеличился ледовый покров, что привело к низкой продуктивности поверхностных вод. Большая часть этого периода (~ 900–1350 гг.) характеризуется повышением глобальных температур (средневековое потепление или малый климатический оптимум). Понижение количества диатомей в зоне 1 (~ 1840–2008 гг.) также указывает на понижение продуктивности вод и

ухудшение условий осадконакопления, хотя с конца 19 века фиксируется заметное и быстрое повышение глобальных температур [9]. Таким образом, в изученной колонке Lv77-3-1, расположенной в зоне влияния теплых тихоокеанских вод, реконструированные эпохи потеплений и похолоданий не вполне отражают изменения глобальных температур. Возможным объяснением этих несовпадений может быть большее влияние изменение баланса притока атлантических и тихоокеанских вод [10]. Так реконструкция ледовых условий в северной части Чукотского моря за последние 400 лет выявила увеличение длительности безледного периода во время минимума Маундера, периода самого значительного похолодания Малого ледникового периода [4, 10]. Предполагается, что возможной причиной несовпадения ледовых условий и глобальных изменений температуры является приток теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив, который увеличивает продолжительность безледного периода [11].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (проект № 16-17-10109).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
2. Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment Geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // *Oceanography*. 2015. V. 28. № 3. P. 190–201.
3. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Дервянко Л.Г. и др. Эволюция среды в южной части Чукотского моря в голоцене // *Океанология*. Т. 54. 2014. № 4. С. 505–517.
4. Вологина Е.Г., Штурм М., Калугин И.А. и др. Реконструкция условий позднеголоценового осадконакопления по данным комплексного анализа колонки донных отложений Чукотского моря // *ДАН*. 2016. Т. 469. № 5. С. 597–601.
5. Stein R., Fahl K., Schade I., Manerung A., Wassmuth S., Niessen F., Nam S.-I. Holocene variability in sea ice cover, primary production, and Pacific-Water inflow and climate change in the Chukchi and East Siberian Seas (Arctic Ocean) // *Journal of Quaternary Science*. 2017. V. 32 (3). P. 362–379.
6. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Аксентов К.И., Колесник А.Н., Панов В.С. Позднеголоценовые изменения среды юго-западной части Чукотского моря по результатам диатомового анализа // *Биология моря*. 2017. Т. 43. № 4. С. 246–255.
7. Darby D.A., Bischof J., Cutter G., et al. New record shows pronounced changes in Arctic Ocean circulation and climate // *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*. 2001. V. 82. № 49. P. 601–620.
8. Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднелистоценового

возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука. 1969. С. 5–27.

9. Mann M.E., Jones P.D. Global surface temperatures over the past two millennia // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 15. P. 1820.

10. Astakhov A.S., Liu Y., Dar'in A.V. et al. Ice conditions of the last centuries in the northern Chukchi Sea: reconstructions using detailed variation of chemical composition in shelf sediments // *Third Russian-Chinese Symposium on Marine Sciences "Oceanic Process and Climate Change"*, September 21–22, 2017, Vladivostok, Russia. Vladivostok: POI FEB RAS, 2017.

11. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prahl F.G. A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011) // *Oceanography*. 2015. V. 28 (3). P. 46–67.

Analysis of diatoms on the detailed age model showed the periodicity of sedimentation in the zone of influence of the Pacific waters of the Chukchi Sea in the late Holocene, which is characterized by alternating relatively cold (Zones 1, 3, 5) and warm (Zones 2, 4, 6) epochs. Zones 5 and 6 were formed in a cool Subboreal climatic period, zones 1–4 – the Subatlantic period, characterized by significant temperature fluctuations. The reconstructed paleoenvironmental changes do not quite reflect the global climate changes of the late Holocene.

Шурупова Я.А.¹, Тесакова Е.М.^{2,3}

(¹Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; shurupova.ya@yandex.ru; ² Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ostracon@rambler.ru; ³ Геологический институт РАН, Москва)

Филогенез остракод вида *Palaeocytheridea (Palaeocytheridea) kalandadzei* Тесакова из верхнего байоса – нижнего бата (средняя юра) из Сокурской скважины, Саратов

Shurupova Ya.A.¹, Tesakova E.M.^{2,3}

(¹Biological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow; ³Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Phylogeny of *Palaeocytheridea (Palaeocytheridea) kalandadzei* Tesakova (Ostracoda) from Upper Bajocian – Lower Bathonian (Middle Jurassic) from Sokursky borehole, Saratov

Ключевые слова: палеобиогенетический метод, биостратиграфия, остракоды, байос, бат.

Эволюция вида *P. (P.) kalandadzei* из верхнего байоса – нижнего бата идет по пути неотении. Выявлена различная эволюционная пластичность различных элементов раковины. Наиболее консервативной оказалась макроскульптура, сохраняющая стабильность, как в онтогенезе, так и филогенезе. Замок эволюционирует только в онтогенезе. Но мезоскульптура изменяется и в онтогенезе, и филогенезе. Фиксация в разрезе трех уровней эволюционных изменений мезоскульптуры у взрослых представителей вида *P. (P.) kalandadzei* позволила подразделить одноименную зону на четыре интервала.

В результате изучения апшеронских (плиоценовых) остракод В.Э. Ливенталем был разработан палеобиогенетический метод, позволяющий существенно повысить детальность расчленения отложений [1]. Суть метода заключается в выявлении в онтогенезе остракод какого-либо вида, смещения эволюционных изменений определенного признака на все более ранние или поздние возрастные стадии с течением времени. Ливенталь показал, что в онтогенезах апшеронских представителей вида *Cryptocyprideis bogatschovi* (Liventals, 1929) ослабление и, следующая за ней, редукция трех бугорков (расположенных на переднеспинном, заднеспинном и заднебрюшном углах створки), хорошо развитых у юных особей, со временем переходит на все более ранние ювенильные стадии. Фиксация рубежей перехода эволюционных изменений признака на более раннюю стадию позволила Ливенталю разделить апшеронский ярус на три подъяруса, тем самым существенно повысив детальность расчленения отложений, чего не удавалось сделать другими биостратиграфическими методами. Тем не менее, до сих пор этот способ детализации

биостратиграфических шкал больше никем и никогда не применялся.

Мы использовали этот метод для детализации юрской остракодовой шкалы Русской платформы для верхнего байоса - нижнего бата. Опорный разрез этого интервала вскрыт скважиной в карьере Сокурский (г. Саратов). Среди прочих стратонов, в нем выделяется зона *Palaeocytheridea* (*P.*) *kalandadzei* (рис.). Исследование этого зонального вида палеобиогенетическим методом позволило выделить внутри зоны несколько интервалов.

Материал и методы. Изучено 135 проб глин и алевролитов, взятых с разных уровней разреза Сокурской скважины (отбор производился в среднем через 0.4 м, при общей мощности разреза 57 м). Экземпляры вида *Palaeocytheridea* (*Palaeocytheridea*) *kalandadzei* Tesakova, 2013 встречены на 42 уровнях, представлены целыми раковинами и отдельными створками как взрослых особей, так и ювенилов разных возрастных стадий, общим числом 110. Сохранность материала от превосходной до удовлетворительной.

Исследование различных элементов раковин вида *P.* (*P.*) *kalandadzei* выявило их разную эволюционную пластичность. Наиболее стабильной оказалась макроскульптура (состоящая из трех продольных ребер, переднего вилочковидного и заднего арковидного), возникающая на самой ранней стадии и остающаяся неизменной ни в онтогенезе, ни в филогенезе. Замок антимеродонтного типа, испытывает только онтогенетические изменения, но стабилен в филогенезе. А вот мезоскульптура (представленная различными ямками и ячейками) эволюционирует как в онтогенезе, так и на протяжении филогенеза.

Эволюция мезоскульптуры в течение позднего байоса – раннего бата идет по пути редукции, но в онтогенезе мезоскульптура изменяется от гладкой, через ямчатую к ячеистой. Эти изменения происходят не на всей поверхности створки одновременно, а последовательно в разных ее секторах. Раньше всего ячейки развиваются в заднеспинном, заднебрюшном и брюшном секторах. В переднеспинном и переднебрюшном в то же время присутствуют ямки; передний сектор, как правило, гладкий.

С течением времени развитие мезоскульптуры в онтогенезе смещается на все более поздние ювенильные стадии. Та же тенденция к редукции скульптуры наблюдается и в филогенезе у взрослых представителей: в зоне Michalskii сетчатая скульптура развита во всех секторах створки, кроме переднего (он гладкий) вплоть до глубины 37,4 м (рис. 1, уровень В-1); ее замещение на ямчатую в переднеспинном секторе происходит, начиная с глубины 13,3 м (рис. 1, уровень В-2); и, начиная с зоны *Besosovi*, с глубины 8,8 м (рис. 1, уровень В-3) появляются экземпляры, у которых и переднебрюшной, а позже брюшной сектор становятся ямчатыми, и вслед за тем почти гладкими. Со временем такой тип скульптуры становится доминирующим.

Выводы. В целом, эволюция вида *P.* (*P.*) *kalandadzei* идет по пути

неотении. Выявлена различная эволюционная пластичность таких элементов раковины, как макроскульптура, мезоскульптура и замок. Наиболее консервативной оказалась макроскульптура, сохраняющая стабильность, как в онтогенезе, так и филогенезе. Замок эволюционирует только в онтогенезе. Но мезоскульптура изменяется и в онтогенезе, и филогенезе на протяжении позднего байоса – раннего бата, зоны Mikhalskii и Besnosovi.

Фиксация в разрезе трех уровней эволюционных изменений мезоскульптуры у взрослых представителей вида *P. (P.) kalandadzei* позволила подразделить одноименную зону на четыре интервала. Современные геолого-съёмочные работы предъявляют повышенные требования к детализации уже существующих и созданию новых биостратиграфических шкал по разным группам фауны. Одна из таких новых шкал для юры Русской платформы была недавно разработана по остракодам [2]. Однако применение палеобиогенетического метода (настоящее исследование) позволило повысить детальность зонального расчленения для верхнебайосского – нижнебатского интервала.

Работа выполнена в рамках темы госзадания №№ 0135-2014-0070 (ГИН РАН) и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ) и частично поддержана РФФИ № №15-05-03149.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ливенталь В. Е. Палеобиогенетический метод стратиграфического расчленения отложения // Доклады АН СССР. 1949. Т. 64. № 1. С. 111–112.
2. Тесакова Е.М. Корреляция средне-верхнеюрских остракодовых шкал Западной и Восточной Европы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 268–272.
3. Shurupova Ya. A., Tesakova, E.M. Detailed biostratigraphic scales as based on the paleobiogenetical approach (an example of the Upper Bajocian-Lower Bathonian ostracod scale of the Russian Platform) // Volumina Jurassica. 2017 (in press).
4. Глинских Л. А., Костылева В. В. Микропалеонтологические и седиментологические свидетельства бореальной трансгрессии в байосе-бате окрестностей Саратова // Юрская система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание. Научные материалы. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 44–46.
5. Гуляев Д. Б. Аммониты и стратиграфия верхнего байоса - нижнего бата Центральной части Западно-Европейской Платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018 (в печати).
6. Митта В.В., Захаров В. А., Барсков И. С., Сельцер В. Б., Иванов А. В. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // VM-Novitates. 2004. № 12. С. 39.

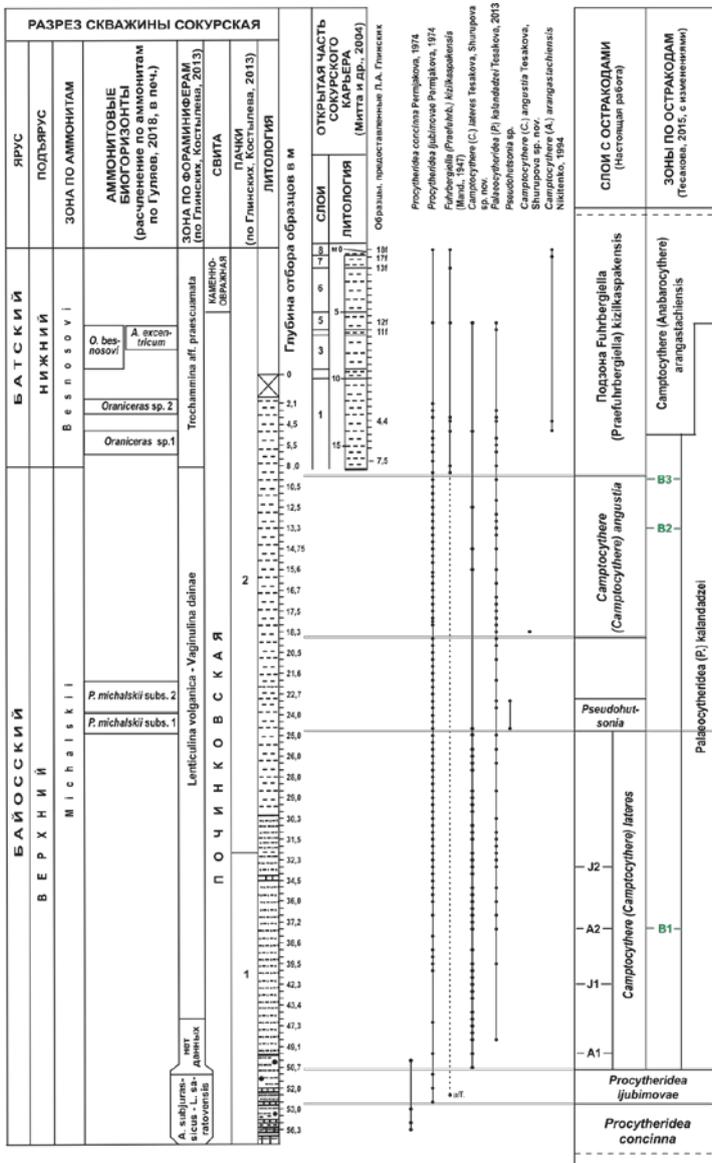


Рисунок. Расчленение Сокурского разреза (карьер и скважина) по остракодам [3]. Уровни В1–В3 выделены по эволюционным изменениям скульптуры вида *Palaeocytheridea (P.) kalandadzei* Tesakova 2013.

The species *P. (P.) kalandadzei* (Upper Bajocian – Lower Bathonian, Middle Jurassic) is evolved by the neoteny. The speed of evolution of the various elements of the carapace is different: macrosculpture is the most stable and does not change neither in ontogeny nor in phylogeny; the hinge changes in ontogeny and does not change in phylogeny; and only the mesosculpture evolves both in ontogeny and in phylogeny. Determining of mesosculpture evolutionary change level of adult *P. (P.) kalandadzei* allowed subdividing the cognominal zone into 4 parts.

Янченко Е.А., Горбаренко С.А.

(ТОИ ДВО РАН, Владивосток, yan@poi.dvo.ru)

Отклик радиолярий на глобальные орбитальные и тысячелетние изменения климата и среды Охотского моря

Yanchenko E.A., Gorbarenko S.A.

(POI FEB RUS, Vladivostok)

Radiolarian responses of the Okhotsk Sea to the orbital and millennial climate changes

Ключевые слова: радиолярии, Охотское море, изменения климата и среды, палеопродуктивность

Было обнаружено, что радиоляриевые сообщества чувствительны к резким климатическим колебаниям ледниковой-межледниковой. Применение комплекса радиолярий для реконструкции палеоокеонологии Охотского моря позволяет на основе изменений общего содержания и видового богатства радиолярий использовать их для изучения изменений климата и окружающей среды этого региона.

В настоящей работе представлены результаты изучения изменений комплексов радиолярий в керне донных осадков MR 06-04 PC-7R, отобранном на глубине 1256 м в центральной части Охотского моря.

Нами был изучен верхний интервал керна PC-7R (0–630 см), осадки которого сформировались в период морских изотопных стадий (МИС) 1 – 6 (0–135 тыс. лет). Возрастная модель керна – корреляция границ морских изотопных стадий и тысячелетних событий в Охотском море представлена в работах [1–3].

Образцы осадка для анализа радиолярий отбирали через 1–3 см, при этом временное разрешение составило от 400 до 800 лет. Лабораторная обработка образцов для изучения радиолярий выполнена согласно стандартной методике [4, 5], использовалась фракция осадка >40 мкм. Ранее, для данного керна были представлены методы и результаты определений следующих параметров палеопродуктивности, используемых в ходе нашего исследования – общее содержание органического углерода (ТОС), хлорин LN(chlorin), биогенный барий (Ba-bio), опал SiO₂-bio, карбонат кальция (CaCO₃), δ¹³Corg, а также материал ледового разноса (IRD) с временным разрешением около 200 лет [1].

В данной работе рассматривается общее содержание радиолярий (ОСР) в 1 г сухого осадка, видовое богатство (ВБ) ассоциаций радиолярий, абсолютное и относительное содержание вида *Cycladophora davisiana*.

Всего в изученном интервале керна встречено около 180 таксонов радиолярий. В каждом из исследованных образцов число таксонов значительно варьировало, например, в холодные МИС 2, 4 и 6 число

таксонов не превышало 40, а в теплые МИС 1, 3 и 5 увеличивалось до 60.

Сопоставление полученных нами результатов изучения радиолярий в осадках с параметрами палеосреды Охотского моря позволило выявить, что тренды вариаций ОСР и ВБ радиолярий изменяются практически синхронно на орбитальной шкале и преимущественно определяются изменениями палеопродуктивности и поступлением общей органики в водную толщу. В свою очередь продуктивность Охотского моря более зависит от климатических условий, формирования и распространения морских льдов и увеличивается во время более теплых МИС 5, 3 и 1 с менее продолжительным сезонным покровом морских льдов.

Вариации ОСР и ВБ радиолярий на тысячелетней шкале также преимущественно контролируется изменениями продуктивности фотического слоя, резко уменьшаются во время холодных стадиялов и более плавно возрастают во время последующих интерстадиялов. Такой тип изменений видового богатства и количества радиолярий во времени более сходен с изменения $\delta^{18}\text{O}$ карбоната сталагмитов из пещер Китая [6, 7], нежели $\delta^{18}\text{O}$ льда Гренландии [8] (Рисунок). Вероятно, вариации продуктивности, а также ОСР и ВБ радиолярий преимущественно определяются изменчивостью зимних муссонов Восточной Азии, влияющих на среду и ледовый покров Охотского моря.

Cycladophora davisiana – вид космополит и обитает на различных глубинах в Охотском море, но максимум содержания данного вида находится в пределах промежуточной водной массы (200-500м), где вода имеет относительно однородную температуру и соленость [9]. Главными факторами высокой продукции вида *C. davisiana* согласно предположению [10] выступают физические условия вод Охотского моря, поступление нутриентов с континентального шельфа, адвекция сезонного морского льда и его последующее таяние.

C. davisiana – основной доминирующий вид радиолярий в изученном интервале керна РС 07-R. С конца ледниковой МИС 6 и практически до середины оптимума межледниковья МИС 5е (135–122 тыс. лет ~ 630–518 см) отмечены минимальные значения относительного (0–5%) и абсолютного содержания *C. davisiana*. На горизонте 508 см~121.4 тыс. лет, начинается постепенное увеличение относительного содержания данного вида до 30–40%, подобные высокие показатели *C. davisiana* сохраняются вплоть до начала экстремально холодного события Н8, перед наступлением которого содержание *C. davisiana* снижаются до 8%. С наступлением Н8 вновь наблюдается рост содержания вида до 40–50% от состава ассоциаций и подобные высокие концентрации вида сохраняются вплоть до границы МИС5/МИС4. Следует отметить, что в пределах изученного интервала керна, в течение МИС 5 отмечены максимальные концентрации абсолютного содержания вида. Основной максимум обилия данного вида отмечен на интервале 508–467 см ~ 121.5–115.5 тыс. лет. Кроме этого, во

время МИС 3 и МИС 1 абсолютное и процентное содержание вида *C. davisiana* значительно выше по сравнению с МИС 2 и 4 (Рисунок).

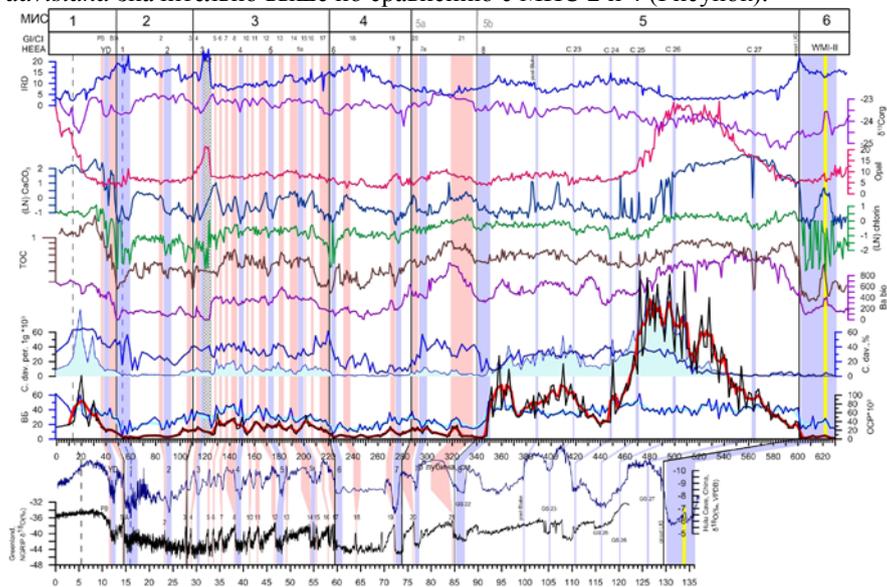


Рисунок. Записи общего содержания радиолярий (ОСР) ($\# \text{ Rad. per. } 1\text{g} \cdot 10^3$); видового богатства радиолярий (ВБ) ($\# \text{ Rad. taxa per. sample}$); абсолютного содержания ($\# \text{ Rad. taxa per. } 1\text{g} \cdot 10^3$) (заштрихованная область) и относительного содержания (%) (*C. davisiana*, а также индикаторов палепродуктивности: содержание хлорина (chlor, $\mu\text{g/g}$), Ba-bio, TOC (%), и IRD (% грубой фракции $>0,063 \text{ mm}$) в верхней части керна MR 06-04PC-7R в сравнении с $\delta^{18}\text{O}$ (‰) ледяного керна Гренландии [11] и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) сталагмитов пещер Хулу, Китай [6, 7] на шкале календарного возраста. Вертикальные голубые области показывают интервалы, эквивалентные холодным Гейнрич событиям (HECA), вертикальные розовые области – интервалы, эквивалентные Гренландским/Китайским интерстадиям (GI/CI).

Орбитальные изменения абсолютного и относительного содержания *C. davisiana* в Охотском море следуют трендам изменения продуктивности, показывая увеличение доли *C. davisiana* во время теплых МИС (за исключением начала МИС 5е) при более мягких ледовых условиях и уменьшение во время холодных МИС 2, 4 и 6 при более суровых ледовых условиях. Выявленные в изученной колонке тренды орбитальных изменений ОСР и ВБ радиолярий, а так же абсолютного и относительного содержания *C. davisiana* согласуются с аналогичными трендами, полученными по другим колонкам центральной и юго-западной частей

Охотского моря во время МИС 5-2 [10, 12, 13].

На тысячелетней шкале, процентное содержание вида *C. davisiana* заметно увеличивалось в большинстве холодных событий Н8, Н7а, Н6, Н3 (в пределах Н3 наблюдаются стабильно высокие значения), Н2, Н1, YD. Но подобная тенденция прослеживается не на всем изученном интервале керна: во время холодных событий Н7 (МИС 4) и Н5а, Н5, Н4 (МИС 3) и практически во всех ДОО относительное содержание вида снижалось.

Изменения абсолютного содержания *C. davisiana* на орбитальной и тысячелетней шкалах более тесно связаны с изменениями ОСР, преимущественно определяемыми колебаниями продуктивности моря.

Тренды изменения относительного содержания *C. davisiana* зависят как от вариаций их абсолютного содержания, так и от изменений процентного содержания других видов в комплексе радиоларий и поэтому определяются более сложными связями в изменениях палеосреды всей водной толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов №16-55-53048 и 16-05-00127; № 01201363042; № 17-МНТ-003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I. et al. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350kyr // *Deep-Sea Res.* II. 2012. V. 61–64. P. 73–84.
2. Yanchenko E.A., Gorbarenko S.A. Radiolarian responses of the central Okhotsk Sea to the global orbital and millennial scale climate oscillations over last 90 kyr. // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2015. V. 114 (3). P. 601–610.
3. Gorbarenko S., Velivetskaya T., Malakhov M., Bosin A. Glacial terminations and the Last Interglacial in the Okhotsk Sea; Their implication to global climatic changes // *Global and Planetary Change.* 2017. V. 152. P. 51–63.
4. Abelmann A. Freeze-drying simplifies the preparation of microfossils // *Micropaleontology.* 1988. V. 34. P. 361.
5. Abelmann A., Brathauer U., Gersonde R. et al. Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic sector) // *Paleoceanography.* 1999. V. 14 (3). P. 410–421.
6. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon records from Hulu Cave, China // *Science.* 2001. V. 294. P. 2345–2348.
7. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years // *Nature.* 2008. V. 451. P. 1090–1093.
8. North GRIP (Greenland Ice Core Project Members). High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last interglacial period // *Nature.* 2004. V. 431. P. 147–151.
9. Nimmergut A., Abelmann A. Spatial and seasonal changes of radiolarian

standing stocks in the Sea of Okhotsk // *Deep-Sea Research I*. 2002. V. 49. P. 463–493.

10. Okazaki Y., Takahashi K., Yoshitani H. et al. Radiolarians under the seasonally sea-ice covered conditions in the Sea of Okhotsk: flux and their implications for paleoceanography // *Marine Micropaleontology*. 2003. V. 49. P. 195–230.

11. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T. et al. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29 (21–22). P. 2828–2838.

12. Itaki T., Khim B-K., Ikehara K. Last glacial–Holocene water structure in the southwestern Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages // *Marine Micropaleontology*. 2008. V. 67. P. 191–215.

13. Matul A., Abelmann A., Khusid T. et al. Late Quaternary changes of the oxygen conditions in the bottom and intermediate waters on the western Kamchatka continental slope, the Sea of Okhotsk // *Deep-Sea Res. II*. 2013. doi:10.1016/j.dsr2.2013.03.023

We were found that Radiolarian assemblages are sensitive to the glacial – interglacial abrupt climate oscillations. Application of radiolarian proxy for Okhotsk sea paleoceanology reconstructions allow use to trace glacial-interglacial as well as millennial changes of climate and environment of this region by the example of abundance and species of radiolarian assemblages.

Bubenschikova N.¹, Nürnberg D.², Schönfeld J.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, e-mail: bubenschikova.nv@ocean.ru; ²Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany)

Variations of the bottom water conditions in the Okhotsk Sea during the Last Interglacial based on the Mg/Ca ratios and stable isotopes of the benthic foraminiferal *Uvigerina* spp.

Key words: Mg/Ca ratios, stable isotopes, Last Interglacial, Okhotsk Sea

Paleoceanographic reconstructions based on deep-sea sediment archives are crucial for understanding of the global climate changes. Foraminiferal Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions provide useful tool for assessing of the global ocean temperature, $\delta^{18}\text{O}$, salinity and water mass changes during the Quaternary time. Evaluation of the past bottom water conditions by means of the Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions of the benthic foraminifers including *Uvigerina* spp. have not been given much attention in the paleoceanographic studies of the Okhotsk Sea. The *Uvigerina* genus is presented mainly by two species: spinose *Uvigerina auberiana* and costae *Uvigerina akitaensis* in the recent and Quaternary sediments of the Okhotsk Sea and North-West Pacific. Both *U. auberiana* and *U. akitaensis* have been defined as shallow infaunal species on the basis the live (Rose Bengal stained) species distributions and average living depths (ALD8) in the uppermost (8 cm) surface sediments of the Okhotsk Sea [1]. Recent studies showed that the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions of test calcite of species belonging to the *Uvigerina* genus exhibit variable deviations from the $\delta^{18}\text{O}$ calcite precipitated in equilibrium with bottom water ($\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$) and $\delta^{13}\text{C}$ of bottom water DIC ($\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) [2]. In the Okhotsk Sea, the Mg/Ca and stable isotope compositions of the recent *U. auberiana* and *U. akitaensis* and probable species specific deviations from the $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$ and $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ remain poorly studied [3].

This study is a continuation of our previous reconstructions of the Okhotsk Sea paleoenvironments by means of the IMAGES core MD01-2415 [4, 5]. We present the first high resolution records of the bottom water temperature ($\text{BWT}_{\text{Mg/Ca}}$), $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ and $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of the Okhotsk Sea from 140 to 101 kyr BP including penultimate deglaciation, Last Interglacial (LIG) and last glacial inception. The records were derived from measurements of the Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions of *U. auberiana* and *U. akitaensis* from core MD01-2415. It aims to assess how well the Okhotsk Sea bottom water history may be evaluated with the help of the two *Uvigerina* species. For the core top calibrations, we use the Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions measured in the live (Rose Bengal stained) and dead (unstained and/ or fossil) specimens of *U. auberiana* and *U. akitaensis* from the uppermost surface sediments of seventeen multicorer (MUC) stations from the Okhotsk Sea.

This study focuses on a distinct section from 700 to 901 m of core MD01-2415 taken from the northern slope of the Okhotsk Sea at 822 m water depth

during the WEPAMA cruise of RV *Marion Dufresne* in 2001 [4]. The section selection was based on the core MD01-2415 stratigraphy over the last 1.1 million years [4]. The uppermost surface sediments used in this study were collected at seventeen MUC stations in the Okhotsk Sea during the LV27 and LV29 cruises of RV *Akademik M.A.Lavrentyev* in September-October 1996 and June-July 2002, respectively, within the German-Russian Project KOMEX. The MUC stations are located on the continental slope and in the central part of the Okhotsk Sea in the range of water depths from 476 and 1906 m. We compiled a number of hydrological data for the core MD01-2415 and MUC sites including BWT ($^{\circ}\text{C}$), salinity (psu), $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (% VPDB) and $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ (% VSMOW). The $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ (% VPDB) values for the studied sites were calculated with the calcite-water fractionation equation following [2].

The Mg/Ca and stable isotope measurements were performed at GEOMAR, Kiel, Germany. The Mg/Ca ratios were produced with ICP-OES Varian 720 equipped with axial plasma after a standard sample cleaning. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data were obtained using Finnigan MAT 253 mass spectrometer with an automated Kiel carbonate preparation line. For a single paired Mg/Ca and stable isotope analysis, we typically collected from 9 to 26 specimens of a *Uvigerina* taxa from the 250-500 μm size fraction of our washed samples. Where abundances allowed, the number of picked specimens of one or two *Uvigerina* taxa was increased for the coupled and replicate analyses. In case of little material available, one of the two methods was applied. In total, 95 paired and 54 unpaired Mg/Ca and stable isotope measurements were performed on *U. auberiana* and *U. akitaensis* from the core MD01-2415 samples. In addition, 49 paired and 3 unpaired Mg/Ca and stable isotope analyses were performed on the live and dead specimens of *U. auberiana*, and *U. akitaensis* from the LV27 and LV29 samples.

For the live specimens, the core top Mg/Ca ratios range from 0.73 to 0.91 mmol mol^{-1} for *U. auberiana*_{live} and from 0.70 to 0.98 mmol mol^{-1} for *U. akitaensis*_{live}. For the dead specimens, the core top Mg/Ca ratios fluctuate from 0.74 to 0.96 mmol mol^{-1} for *U. auberiana*_{dead} and from 0.72 to 1.15 mmol mol^{-1} for *U. akitaensis*_{dead}. The slightly higher dead Mg/Ca fluctuations likely reflect non-modern ages of some core tops. The Mg/Ca ranges for the two *Uvigerina* species overlap. *Uvigerina akitaensis* reaches slightly higher Mg/Ca ratios as compare to *U. auberiana*. The obtained Mg/Ca data, however, do not allow us to define whether the temperature sensitivities vary among the two species. The Mg/Ca ratios for all live *Uvigerina* spp (*U. auberiana*_{live} plus *U. akitaensis*_{live}) only show weak positive correlation with the BWTs, which vary from 1.7 to 2.5 $^{\circ}\text{C}$ along core MD01-2415 and MUC sites. To define the best Mg/Ca vs temperature equation for our downcore paleoreconstructions, we compared equations derived from a number of combinations of our data set on all live *Uvigerina* spp. and published data sets on *Uvigerina peregrina* and/ or *Uvigerina* spp.. Finally, we accepted a linear equation derived from the data set on *Uvigerina peregrina* covering temperature range from 5.8 to 17.2 $^{\circ}\text{C}$ [6] supplemented with our data

set on all live *Uvigerina* spp. spreading the core top calibration down to 1.7°C.

To describe the stable isotope compositions of the two *Uvigerina* species from the core tops following previous studies [2], we calculated: 1) $\Delta\delta^{13}\text{C}$ as a difference between a measured *Uvigerina* spp. $\delta^{13}\text{C}$ value and $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ at each site, 2) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ as a difference between a measured *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ value and $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$ at each site. Then, mean $\Delta\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values (isotopic deviations) were computed for *U. auberiana*_{live}, *U. auberiana*_{dead}, *U. akitaensis*_{live} and *U. akitaensis*_{dead}.

The referential $\text{BW}^{13}\delta\text{C}_{\text{DIC}}$ along core MD01-2415 and MUC sites vary from -0.09 to -0.35%. The two *Uvigerina* species from the core tops show the specific negative deviations from the $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. In general, *U. auberiana* has smaller deviation from the $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ as compared to *U. akitaensis*. For the live specimens, the $\Delta\delta^{13}\text{C}$ values range from -0.61 to -0.20% for *U. auberiana*_{live} and from -1.12 to -0.34% for *U. akitaensis*_{live}. For the dead specimens, the $\Delta\delta^{13}\text{C}$ values vary from -0.82 to -0.30% for *U. auberiana*_{dead} and from -1.47 to -0.65% for *U. akitaensis*_{dead}. The higher dead $\Delta\delta^{13}\text{C}$ fluctuations support non-modern ages of some core tops. We used the mean $\Delta\delta^{13}\text{C}$ of $-0.37\pm 0.17\%$ for *U. auberiana*_{live} and $-0.81\pm 0.20\%$ for *U. akitaensis*_{live} as isotopic corrections for the downcore $\text{BW}\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ reconstructions with help of the $\delta^{13}\text{C}$ values on these two species from core MD01-2415. The mean $\Delta\delta^{13}\text{C}$ values correlate well with the species specific ALD8 of 1.0 cm for *U. auberiana* and 1.4 cm for *U. akitaensis* defined earlier with the LV29 samples [1]. It likely reflects micro-scale microhabitat effect and associated pore water effect as both species are shallow infaunal ones.

The calculated $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$ along core MD01-2415 and MUC sites range from 3.12 to 3.36%. In general, *U. auberiana* and *U. akitaensis* from the core tops show the positive deviations from the $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$. *Uvigerina auberiana* has smaller deviation from the $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{ec}}$ as compared to *U. akitaensis*. For the live specimens, the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values range from -0.07 to 0.33% for *U. auberiana*_{live} and from 0.17 to 0.52% for *U. akitaensis*_{live}. For the dead specimens, the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values vary from -0.01 to 0.48% for *U. auberiana*_{dead} and from 0.09 to 0.89% for *U. akitaensis*_{dead}. We used the calculated mean $\Delta\delta^{18}\text{O}$ of 0.13 ± 0.13 for *U. auberiana*_{live}, and 0.32 ± 0.09 for *U. akitaensis*_{live} as isotopic corrections for the downcore $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ reconstructions with help of the $\delta^{18}\text{O}$ values on these two species from core MD01-2415.

Before the paleoreconstructions, the age model from 140 to 101 kyr BP of core MD01-2415 was improved on the basis of a combination of the global marine and ice $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy. The key age control points were obtained via the correlation of a new composite *Uvigerina* spp. $\delta^{18}\text{O}$ record of core MD01-2415 with the LR04 benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack. In addition, few datum levels were produced via the alignment of the sedimentary color b^* record, which is indicative of the Okhotsk Sea biogenic opal production [4], with climate variability seen ice $\delta^{18}\text{O}$ records of the Greenland ice cores.

The downcore MD01-2415 variations of the $\text{BWT}_{\text{Mg/Ca}}$ and $\text{BW}\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ on the

northern slope of the Okhotsk Sea correlate well with the climatic changes from 140 to 101 kyr BP. Increased (close to present) $BWT_{Mg/Ca}$ existed during the late penultimate deglaciation and LIG optimum (from 131 to 119.6 kyr BP). Glacial to interglacial temperature variations are estimated to be on the order of 3°C. Lowered (lower than at present) $BW\delta^{18}O_w$ took place during the LIG optimum (from 126 to 119.6 kyr BP). Lowered (lower than at present) $BW\delta^{13}C_{DIC}$ occurred from 131 to 129.5 and from 127.5 to 119.6 kyr BP. Our results suggest that from 140 to 101 kyr BP a warm organic-rich water mass of the North Pacific in origin predominated since the late penultimate deglaciation and picked during the LIG optimum, while it was replaced by cold nutrient-depleted water mass of the Okhotsk Sea in origin during the early penultimate deglaciation and last glacial inception. Our study supports potential for using the *Uvigerina* spp. Mg/Ca ratios and stable isotopes for the regional Quaternary bottom water reconstructions.

Acknowledgements. This study is a contribution to the project 0149-2014-0029 in the framework of the Program 75.28 IORAS.

REFERENCES

1. Bubenshchikova N., Nürnberg D., Lembke-Jene L. and Pavlova N. Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: faunal composition, standing stocks and microhabitats // Marine Micropaleontology. 2008. V. 69. P. 314–333. doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.09.02
2. Fontanier C., Mackensen A., Jorissen F. J., Anschutz P., Licari, L. and Griveaud C. Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: Microhabitat impact and seasonal variability // Marine Micropaleontology. 2006. V.58. P. 159–183. [doi:10.1016/j.marmicro.2005.09.004](https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.09.004)
3. Lear C. H., Rosenthal Y. and Slowey N. Benthic foraminiferal Mg/Ca-paleothermometry: A revised core-top calibration // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 3375 – 3387. [doi:10.1016/S0016-7037\(02\)00941-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00941-9)
4. Nürnberg D. and Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // Paleoceanography. 2004. V. 19. PA4011
5. Bubenshchikova N., Nürnberg D. and Tiedemann R. Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1 // Marine Micropaleontology 2015. V. 121. P. 52–69. doi.org/10.1016/j.marmicro.2015.09.004
6. Bryan S.P. and Marchitto T.M. Mg/Ca-temperature proxy in benthic foraminifera: new calibrations from the Florida Straits and a hypothesis regarding Mg/Li // Paleoceanography. 2008. V. 23. [doi:10.1029/2007PA001553](https://doi.org/10.1029/2007PA001553) PA2220

**Ponomareva V.V.¹, Portnyagin M.V.^{2,3}, Derkachev A.N.⁴,
Bazanov L.I.¹, Bubenshchikova N.V.⁵, Zelenin E.A.⁶,
Rogozin A.N.¹, Plechova A.A.³, Gorbarenko S.A.⁴**

(¹Institute of Volcanology and Seismology, Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, e-mail: ponomareva@kscnet.ru; ²GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia; ⁴V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute, Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia; ⁵Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia; ⁶Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russia)

**A 7.2 Ma tephra sequence at the Detroit Seamount, NW Pacific:
A key reference for regional correlations and record of major
explosive eruptions from North Pacific volcanic arcs**

**Пономарева В.В.¹, Портнягин М.В.^{2,3}, Деркачев А.Н.⁴,
Базанова Л.И.¹, Бубенщикова Н.В.⁵, Зеленин Е.А.⁶,
Рогозин А.Н.¹, Плечова А.А.³, Горбаренко С.А.⁴**

(¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;
²GEOMAR, Киль, Германия, ³ГЕОХИ РАН, Москва, ⁴Тихоокеанский
океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, ⁵Институт океанологии им.
П.П. Ширшова РАН, Москва, ⁶Геологический институт РАН, Москва)

**Сводный разрез горизонтов тефры, захороненных в осадках
подводной горы Детройт за последние 7.2 миллиона лет,
как основа для региональных корреляций и летопись
крупнейших эксплозивных извержений вулканических дуг
Северной Пацифики**

Key words: tephra, marine sediments, NW Pacific Ocean, Detroit Seamount

Large explosive eruptions are one of the most extreme natural events. Products of such eruptions are presented mostly by volcanic ash (tephra), which can be dispersed over tens of millions square kilometers. During the eruption, eruptive cloud is transported by the wind, and tephra particles settle mantling the landscape. In this way tephra forms an isochron that directly links various sedimentary successions and permits synchronization and dating of disparate paleoenvironmental archives. Geochemical fingerprinting of tephra layers buried in terrestrial and marine sediments ensures their correlations among the sites and permits the identification of the widely dispersed horizons, which can serve as major markers in paleoceanological and paleoclimate research. In addition, tephra sequences in sedimentary cores represent records of large explosive eruptions and permit assessment of regional ashfall hazards.

Tephrochronological studies of the marine sediments are on the rise in many

regions all over the world with major efforts in North Atlantic where tephra layers in the marine sediments can be correlated to those buried in the Greenland ice, which permits the refinement of their ages [1, 2]. In NW Pacific, tephra from sedimentary cores got far less attention with only few papers on marine tephrochronology published in 1990-2000s [3, 4]. At the same time, North Pacific volcanic arcs, especially Kurile-Kamchatka and Alaska-Aleutians, are highly explosive and hosted many large eruptions, the magnitudes of which are still not known. Ash clouds from major North Pacific eruptions repeatedly affected the whole Northern Hemisphere, dispersing ash as far as Greenland, Svalbard, and Eastern Canada [5–8]. On-going work by Alexander Derkachev and Maxim Portnyagin has revealed numerous tephra layers in many NW Pacific cores but all these cores exhibit sediments younger than 250 ka [9, 10].

Our current research, funded by the Russian Science Foundation, is aimed at the reconstruction of the continuous record of tephra layers for the last 7.2 Ma based on the three Ocean Drilling Program cores taken in 1993 in NW Pacific, ~700 km downwind from Kamchatka and Northern Kurile Islands (Fig. 1). The research includes the following activities:

- description and sampling of all the visible tephra layers from the drill cores ODP145-881, 882, and 884 (NW Pacific);
- single-shard electron microprobe (EMP) analysis of volcanic glasses from all the detected tephra layers;
- correlations of tephra layers among the cores and construction of the summary tephra sequence;
- single-shard laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) analysis of all unique tephras;
- construction of an age model for the summary tephra sequence based on the integration of the available age-depth models for the individual cores and additional isotopic dates for tephras and their proximal counterparts;
- additional microprobe analysis of tephras from long sedimentary cores MD-2416 (NW Pacific) and MD-2415 (Okhotsk Sea).

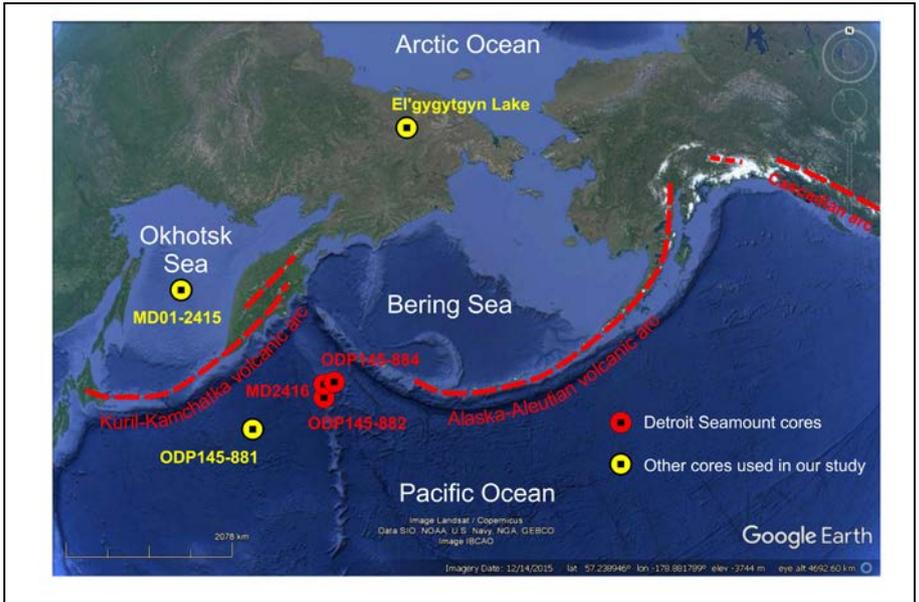


Figure 1. Location of the cores used in this study

This work runs in parallel with our investigations of the terrestrial tephra sequences, welded tuffs, and pumiceous ignimbrites in Kamchatka and Kurile Islands (e.g., [11]), which ensures the identification of source volcanoes for major tephras and mapping of their areal distribution. As a result we are planning to create a single database for all detected tephra layers, which will include age and geochemical data for each layer. This database will serve as a reference for regional correlations of tephra layers and will provide a record of major explosive eruptions from North Pacific volcanic arcs. Correlation of the obtained paleovolcanic record with climate fluctuations recorded in the same cores will allow us to consider the relationships of the volcanic peaks with abrupt climate shifts including glaciations.

As a first step of our research, we are presenting a summary sequence of 107 unique tephra layers buried in the Detroit Seamount sediments (NW Pacific) during the last 7.2 Ma. The summary is based on tephra correlations among the three sediment cores: ODP145-882 (~7.2 Ma) and 884 (~6 Ma), and MD-2416 (~1 Ma) (Fig. 1). All tephras were geochemically fingerprinted with the help of single-shard EMP analysis (a total of 4288 individual points). In addition, all tephras from ODP145-882 and selected tephras from ODP145-884 were analyzed with the help of single-shard LA-ICP-MS analysis (a total of 597 points). Twelve tephra layers from those deposited within the last 1 Ma were

found in all the three cores. Additionally, twenty one tephra layers were found in two cores. Other layers were well expressed only in one of the cores.

At this stage, we were able to identify sources for 20 tephra layers, including eight layers associated with Gorely eruptive center in South Kamchatka. Seventeen tephra layers were correlated to their proximal or distal counterparts, which had been dated elsewhere. For example, two of the tephra layers in the Detroit Seamount sediments are also present in the El'gygytgyn Lake core taken in 2009 within the frames of the International Continental Scientific Drilling Program (Fig. 1). Tephra correlations have allowed us to refine ages for some of the tephra layers and identify dispersal areas for the largest eruptions. The obtained 7.2 Ma record of geochemically characterized tephra layers can serve as a reference for regional and even hemispheric correlations among disparate paleoenvironmental archives.

Research on tephtras buried in marine deposits is an effective method of identification of the largest eruptions and reconstruction of their parameters. Our studies will serve as a prerequisite of the understanding of sizes and recurrence times of past large eruptions, which in turn will permit the identification of space-time patterns in the volcanic activity and long-term forecast of the future large events.

Acknowledgements. This work is supported by the Russian Science Foundation grant #16-17-10035 to V.V. Ponomareva. Analysis of a part of the MD-2416 samples was possible thanks to RFBR grant #16-05-00127 to S.A.Gorbarenko.

REFERENCES

1. Abbott P.M. and Davies S.M. Volcanism and the Greenland ice-cores: the tephra record // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 115. P. 173–191.
2. Coulter S.E., Pilcher J.R., Plunkett G. et al. Holocene tephtras highlight complexity of volcanic signals in Greenland ice cores // *J. Geophys. Res. Atmospheres.* 2012. V. 117. D21303.
3. Cao L.-Q., Arculus R.J., McKelvey B.C. Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from sites 881 through 884: a temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.* 1995. V. 145. P. 345–381.
4. Prueher L.M., Rea D.K. Tephrochronology of the Kamchatka–Kurile and Aleutian arcs: evidence for volcanic episodicity // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2001. V. 106. P. 67–84. doi:10.1016/S0377-0273(00)00266-3.
5. Bourne A.J., Abbott P.M., Albert P.G. et al. Underestimated risks of recurrent long-range ash dispersal from northern Pacific Arc volcanoes // *Sci. Rep.* 2016. V. 6.
6. Jensen B.J., Pyne-O'Donnell S., Plunkett G. et al. Transatlantic distribution of the Alaskan White River Ash // *Geology.* 2014. V. 42. P. 875–878.
7. Mackay H., Hughes P.D., Jensen B.J. et al. A mid to late Holocene

cryptotephra framework from eastern North America // *Quat. Sci. Rev.* 2016. V. 132. P. 101–113.

8. van der Bilt, W.G., Lane, C.S., and Bakke, J. Ultra–distal Kamchatkan ash on Arctic Svalbard: Towards hemispheric cryptotephra correlation // *Quat. Sci. Rev.* 2017. V. 164. P. 230–235.

9. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Portnyagin M. et al. Tephrostratigraphic investigations of the Late Pleistocene–Holocene deposits in the northwestern Pacific Ocean and adjacent seas (Okhotsk and Bering)// Abstracts of the American Geophysical Union Fall Meeting, San–Francisco, USA, December 3–7, 2012. Abstract V43B–2830.

10. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Portnyagin M.V. et al. Annals of strong explosive eruptions from volcanoes of Kamchatka and Kuril Islands in Quaternary deposits within the north–western part of the Pacific Ocean and its adjacent seas// *Materials of the XX International Scientific Conference (School) on Marine Geology (November 18–22, 2013, Moscow) V. 1. Moscow. GEOS Publishers. 2013. P. 196–200.*

11. Rogozin A.N. Giant Pliocene–Pleistocene explosive eruptions within the Karymshinsky–Zhirovsky area (South Kamchatka): episodicity and stages of volcanism // Abstracts of the IAVCEI Scientific Assembly, August 14–18, 2017, Portland, USA. P. 915.

Мы представляем сводный разрез вулканических пеплов, захороненных в осадках подводной горы Детройт (СЗ Тихий океан) в течение последних 7.2 миллионов лет. Разрез, включающий 107 горизонтов пеплов, основан на трех осадочных колонках, корреляции между которыми осуществлялись с помощью геохимической характеристики вулканического стекла с применением электронного микрозонда и масс-спектрометрии индуцировано-связанной плазмы с лазерной абляцией. Возраст пеплов определялся с помощью возрастных моделей индивидуальных колонок и корреляции с датированными проксимальными отложениями. Полученная нами база данных послужит основой для региональной корреляции осадочных колонок и составления летописи крупнейших эксплозивных извержений вулканов северной Пацифики.

Shtyrkova E.I., Polyakova E.I.

(M.V. Lomonosov Moscow State University)

Paleoecological reconstructions of Holocene environments of the Volga River Delta: inferred from diatom assemblages in sediments of the Rycha River channel

Штыркова Е.И., Полякова Е.И.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail:

lenobl1996@gmail.com, ye.polyakova@mail.ru)

Палеоэкологические реконструкции среды осадконакопления в дельте Волги на основе диатомовых ассоциаций из осадков р. Рыча

Keywords: diatoms, paleogeography, aquatic conditions, sedimentation

According to the gentle reactions of the Volga delta on changing the Caspian Sea level during the Holocene, this territory is a representative sediment-study area for the Caspian Depression. By the time much data concerning the environmental changes in the avandelta region had been accumulated. This paper reports the diatom-inferred morphological, pH, salinity and trophic development of part of the central delta during the time interval in the Holocene.

The Volga delta has been gently reacting to Caspian Sea level changes during the Holocene. This sedimentation area is of key importance for paleogeographical reconstructions of the Caspian Depression. Until the present, much data concerning the environmental changes in the avandelta region has been accumulated. Nevertheless, the diatom flora of the region is still poorly understood. This paper reports on the diatom-inferred morphological, pH, salinity, and trophic development of part of the central delta during the Holocene time interval.

Core Poy-2016 was obtained from the high floodplain of the Rycha River in the central part of the Volga delta, near the settlement of Poymenniy (Figure 1).

Core Poy-2016 is approximately 15 meters long and consists of four main lithological layers. The upper part (1–1.2 m) is represented by modern soil, passing downwards to a depth of 2.7 m into silt. The lower parts of the core until 15.0 m consist of minimally-variable sand layers. Unfortunately, samples from the intervals 3.2–3.7, 4.65–7.5, and 13.6–14.5 m were not selected due to the high water content.

Diatom samples were taken from all lithological layers, every 5 cm from the silt and every 50 cm from the sand (Figure 2).

After freeze-drying (by ALPHA 1-4 LDplus), bulk sediments were prepared for diatom analysis by treatment with 10% hydrogen peroxide solution for 1.5 hours. The residues were mounted on glass slides using the resin NAPHRAX and examined under a JENAVAL (Carl Zeiss) light microscope using $\times 1000$

magnification. Approximately 200–300 specimens in each sample were counted and identified. Results are presented in percentages and concentrations (number of valves per gram of dry matter).

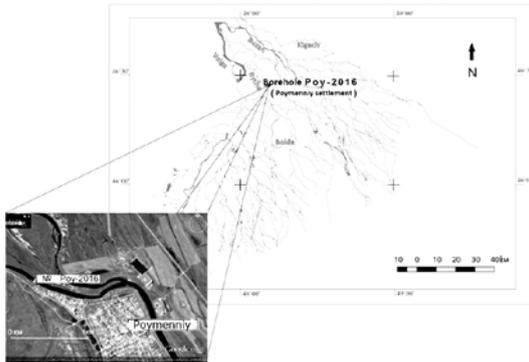


Figure 1. The location of the borehole Poy-2016 (Poymenniy settlement).

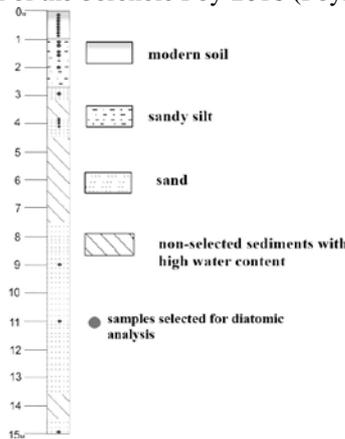


Figure 2. The scheme of the core Poy-2016.

In order to improve the methodology of diatom analysis, modern diatoms from the bottom sediments and water samples from the current streams and reservoirs from different parts of the Volga delta were analyzed. The bottom sediments were selected with the dredger of the Ekman-Burge system (capture area 20 cm²). The water, containing planktonic diatoms, was selected with a 0.5 liter mug and fixed with a 40% formalin solution.

Diatom assemblages were taxonomically diverse and yielded 93 species and varieties. The diatom analysis identifies five diatom assemblages (DA), which characterize several lithological and facies conditions of sedimentation (Figure 3).

V DA (12.0–15.0 m) is distinguished within the monotonous layer of sand by detritus in its upper part. It contains valves of riverine planktonic (*Aulacoseira*

granulata, *Aulacoseira islandica*) and brackish taxa (*Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, *Melosira nummuloides*). Low concentration of valves ($26.9 \times 10^3/\text{g}$ of dry matter) is probably a result of the extremely high sedimentation rate. According to these facts, the sediments formed within the channel of the deltaic stream.

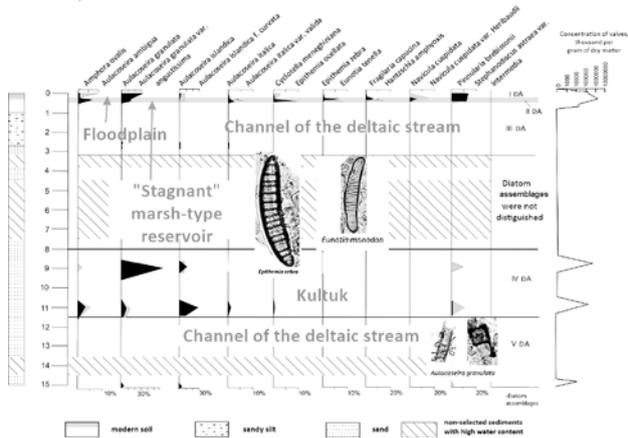


Figure 3. Results of diatom analysis of the core samples from Poy-2016.

IV DA (8.0–11.5 m) differs in its relatively high concentration of valves ($250 \times 10^3/\text{g}$ dry matter in the lower part of the interval up to $773 \times 10^3/\text{g}$ in the upper parts). In the assemblage planktonic cosmopolitan species of *Aulacoseira* predominate (more than 85% of the total number of valves). Mesogalobic species *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, which prefers a salinity of 0.5‰, is subdominant in IV DA.

In the sample from 9.0 m depth, the planktonic riverine species *Aulacoseira granulata* predominates (60%). It is a typical inhabitant of freshwater eutrophic environments. The following galophilic and mesogalobic species are subdominants: *Aulacoseira islandica* (11.1%), *Aulacoseira islandica* f. *curvata* (9.7%), and *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia* (9.7%). Relying on the absolute predominance of halophilic and mesogalobic species (90.5%), we can assume that salinity during sedimentation was not lower than 0.4. In the sample from 11.0 m depth, around 50% of the total number of valves are represented by species of *Aulacoseira*, with dominants *Aulacoseira islandica* (26.3%), *Aulacoseira granulata*, and *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (11% each). The percentages of brackish *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia* are up to 22.2%. The lower concentration of the halophilic and mesogalobic species in the lower part of the interval shows a gradual increase in salinity during the evolution of IV DA. The highest relative abundance of planktonic diatoms (98%) in the assemblage is the result of low hydrodynamics, which was higher at the

beginning of the sedimentation process (due to the higher content of benthic species in the sample from 11.0 m, approximately 12%). Probably, the sediments were laid down in water with low hydrodynamics, a salinity of about 0.4-0.5‰, and a pH not higher than 8. Due to the sand grain size of the sediments and diatom-inferred characteristics of the aquatic environment, the sediments formed in a shallow deltaic bay (kultuk). The rather high salinity could be the result of intensive evaporation.

III DA (1.5–3.2 m) is distinguished in the sand layer by an extremely small concentration of diatoms— 18×10^3 /g dry matter, which apparently takes place during a change in the diatom essential living conditions: increase in water turbidity or extremely high sedimentation rate, which prevents the formation of tafocenoses. In the species composition, freshwater planktonic taxa prevail: *Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira italica*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, and *Aulacoseira islandica*, typical for the Quaternary sediments of the Lower Volga. Single valves of brackish diatoms *Navicula gastrum* and fragments of re-deposited marine diatoms, probably of Cretaceous age, were also identified. According to the sand grain size of the sediments and availability of the re-deposited marine diatoms, the sediments formed in a stream channel.

II DA (1.4 m) was identified in sandy silt with an admixture of organic matter due to the high rate of diatom valves (1.12×10^6 /g dry matter) and composition of other prevailing species. The periphyton species of *Epithemia* (33.4%) are taxonomically diverse; riverine plankton species of *Aulacoseira* demonstrate a slightly smaller abundance up to 28.9%. Among the periphyton species (70% out of total), the most widespread species is the riverine (galophilic) diatom *Epithemia zebra*. Approximately equal content (10% each) were shown by the species *Aulacoseira granulata* and *Epithemia ocellata*. Among the other species, the highest percentages are revealed by the riverine (oligogalobic) *Amphora ovalis* (6.7%), *Hantzschia amphyoaxis* (3.7%), and *Epithemia zebra* var. *saxonica* (3.7%). The predominance of boggy periphyton diatoms and the presence of organic matter in the early stages of peat formation indicate stagnant sedimentation conditions. Availability of the halophobic species *Amphora ovalis* excludes salinity values of more than 0.02‰. Along with the predominance of indifferent species (more than 53%), rather high abundance (13.7%) demonstrate the acidophilic *Epithemia ocellata* and *Epithemia zebra* var. *saxonica*, possibly confined to the interlayers of peeled material with oxidizing conditions.

Possibly, the accumulation of sediment occurred in a stagnant (with low hydrodynamics), shallow, fresh (salinity up to 0.02‰), boggy reservoir. The beginning of peat formation corresponds to the presence of an acidic environment. A large number of periphyton species indicates eutrophication of the reservoir.

I DA (1.0–1.3 m) is represented in silt with traces of soil formation in the upper part. This is demonstrated by reduced concentration of diatom valves (about 200×10^3 /g dry matter), by low preservation, and the presence of the

aerophilic species *Hantzschia amphioxys*.

The sample from the 1.0-1.2 m depth is characterized by a high abundance of planktonic diatoms (60%) that corresponds to low hydrodynamics. A significant number of benthic and periphyton species may indicate eutrophication of the aquatic environment during the sedimentation process. The list of species characterizes the sedimentation in the low-lying lands, which are episodically covered by river water that was eutrophic and slightly alkaline. The sediments probably accumulated as the result of rare flooding of the high floodplain level.

In the lower part of I DA (1.3 m depth), the concentration of valves sharply increases to more than $2 \times 10^6/g$. This may indicate a more intensive influence of river water on the material during the sedimentation. The prevalence of benthic and periphyton forms (57.7%) also indicates a more active hydrodynamics. Diatom assemblages of the dominants are common to the upper layer: *Navicula cuspidata* (17.8%) prevails, subdominant species are *Aulacoseira granulata* and *Pinnularia brebissonii*, which account for 13.5% and 11.9%, respectively. Among the diatoms with percentages less than 10% appear: periphyton halophilic aerophilic species *Hantzschia amphioxys* (7.5%) and planktonic brackish *Stephanodiscus astraeta* var. *intermedia* (6.4%). In the sample, rare fragments of marine species of *Stephanopyxis* and *Triceratium* were identified.

In general, the sedimentation process corresponds to floodplain conditions. The predominance of species indifferent to pH and a significant proportion of alkaliphiles may indicate a neutral or slightly alkaline (pH 7-8) aquatic environment.

According to the diatom-inferred paleoenvironmental reconstructions, the formation of the deltaic sediments in the Rycha River area was influenced by both local factors and those common for the whole Volga delta territory, including the tendency for high sedimentation rate [1].

REFERENCES

1. Overeem I., Veldkamp A., Tebbens L., Kroonenberg S.B., Modelling Holocene stratigraphy and depocentre migration of the Volga delta due to Caspian Sea-level change // *Sedimentary Geology*. 2003. V. 159(3-4). P. 159-175.

Дельта Волги довольно чутко реагировала на изменение уровня Каспийского моря в голоцене. Изучение осадконакопления в данном регионе является ключевым фактором для палеоэкологических реконструкций в Прикаспийской низменности. К настоящему времени реконструкциям среды на территории дельты посвящено много работ. В данной работе представлены реконструкции различных характеристик водной среды в центральной части дельты в течение голоцена (морфологических, pH, солёности и трофности), основанные на результатах диатомового анализа. Диатомовые ассоциации отличаются таксономическим разнообразием и насчитывают 93 вида и разновидности диатомей. По результатам диатомового анализа выделено пять диатомовых комплексов, характеризующих различные литолого-фациальные условия осадконакопления в течение голоцена.