

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН
ФГУНПП «СЕВМОРГЕО»

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том I

Москва
ГЕОС
2009

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: 2009. – 372 с.

ISBN 978-5-89118-479-4

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

В томе I рассмотрены проблемы морской геологии Арктики, палеоокеанологии, палеоэкологии, биостратиграфии, перекрестной корреляции отложений.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 09-05-06029), ФГУНПП «Севморгео», издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик *А.П. Лисицын*

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

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

Volume I includes reports devoted to the problems of marine geology of the Arctic region, paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of deposits.

Chief Editor

Academician *A.P. Lisitzin*

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

ББК 26.221

© ИО РАН 2009

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

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

**XVII Международная Научная Конференция (Школа)
по морской геологии «Геология морей и океанов»**

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

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

XVII International Scientific conference on Marine geology

Впервые Школы по морской геологии начали собираться в 1974 году на берегах Черного моря в г. Геленджике. Необходимость в их проведении была 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].

XVII Международная Научная Конференция (Школа) по морской геологии, которая проходила в Москве 12–16 ноября 2007 г., собрала 406 участников, которые представляли 84 организации. Среди докладчиков – 12 академиков РАН, 4 члена-корреспондента РАН, 72 доктора наук и 106 кандидатов наук, а также большое количество молодых ученых, студентов и аспирантов. В работе Школы принимали участие специалисты из Германии, Франции, Эстонии, Украины, Казахстана.

Тематика Школы охватывала почти все современные направления в области морской геологии и была представлена на 11-и секциях:

1. Морская геология Арктики.
2. Нефть и газ на дне морей и океанов.
3. Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция отложений.
4. Гидротермы и руды на дне океанов и морей.
5. Симпозиум им. П.Л. Безрукова «Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей».
6. Нанотехнологии и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, лито-седиментосферы).
7. Биогеохимические процессы в морях и океане.
8. Геофизика и геоморфология дна морей и океанов.
9. Геоэкология, загрязнение Мирового океана, новые методы четырехмерного мониторинга.
10. Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна «Тектоника литосферных плит».

11. Система Белого моря, 4-D исследования.

Перед началом работы конференции были опубликованы четыре тома материалов, насчитывающие около 1300 стр. текста и графики. В ходе работ удалось заслушать и обсудить 65 пленарных и 180 секционных, а также 46 постерных докладов, т.е. всего 291 доклад по современным проблемам геологии морей и океанов.

Напряженная работа завершалась вечерним показом видеофильмов по океанологическим исследованиям в океане и подводных видеофильмов, в том числе о погружении на Северном полюсе в 2007 г. Вечером 13 ноября перед участниками конференции с концертом выступил наш коллега А.М. Городницкий. Во время конференции для всех были гостеприимно распахнуты двери Музея ИО РАН, в холлах проходили выставки художников Р. Яушева и В. Егорова и продавались книги по морской геологии и океанологии.

Председатель Оргкомитета Школы и ее бессменный руководитель академик РАН Александр Петрович Лисицын открыл первое пленарное заседание докладом «Морская геология в XXI веке», где сказал о стратегических направлениях исследований Мирового океана, которые из чисто фундаментальных стали во многом прикладными, в особенности в связи с обнаружением и вводом в эксплуатацию месторождений нефти и газа континентальных склонов – на глубинах до 3–4 тыс. м.

Пленарные доклады во многом посвящались результатам работ геологических организаций России и зарубежья: инновационные технологии при проведении морских геолого-разведочных работ на шельфе и в Мировом океане, используемых ФГУНПП «Севморгео» (Ю.И. Матвеев, Г.И. Иванов), стратегия ВНИИОкеангеологии в геологическом изучении и освоении арктического шельфа (В.Д. Каминский), работы ГНЦ «Южморгеология» в Мировом океане (В.М. Юбко). Очень интересным и эмоциональным был доклад академика Эстонской академии наук А. Раукаса «Морская геология и политика (на примере Балтийского моря)». Наши немецкие коллеги проф. Й. Тиде (Alfred-Wegener Institute of Polar and Marine Researches, Bremerhaven) и Х. Кассенс (IFM-GEOMAR, Kiel) в своих докладах рассказали об участии немецких геологов в Международном полярном годе и о совместных немецко-российских исследованиях Арктики.

Пленарные доклады были посвящены самым современным проблемам морской геологии: проблемам минерализации в зонах спрединга Мирового океана (чл.-корр. РАН Н.С. Бортников, ИГЕМ РАН), сравнению современных и древних гидротермальных построек (д.г.-м.н. В.В. Зайков, д.г.-м.н. В.В. Масленников, Институт минералогии УрО РАН), исследованию динамики климата по палеонтологическим данным (Е. Кандиано с соавторами, IFM-GEOMAR, Kiel), результатам совместных геофизических работ в тектонически активной зоне Суматры в связи с последними крупными землетрясениями (К. Гайдике с соавторами, Federal Institute for Geosciences and

Natural Resources, Hanover). На заседаниях обсуждались вопросы геофизики и тектоники Мирового океана, нефте- и газообразования, палеоокеанологии, геохимии, изучения микро- и наночастиц в различных геосферах Земли, применения новых методов в морской геологии. Среди докладов следует отметить: доклад академика В.Е. Хаина и И.Д. Поляковой (ГИН РАН), посвященный актуальнейшей на сегодняшний день проблеме – изучению запасов углеводородов на континентальном склоне океана и у его основания, доклад академика В.Г. Бондура (НЦ “Аэрокосмос”) об аэрокосмическом мониторинге океана, позволяющем отслеживать изменения гидрофизических параметров океана, ледовой обстановки, динамику вод, контролировать распространение загрязнений, катастрофических явлений; доклад проф. А.Ю. Леин (ИО РАН) об океаническом цикле метана, в котором обобщались все имеющиеся на сегодняшний день сведения о метане, его генезисе, роли микроорганизмов в образовании и потреблении метана в океане; доклад проф. Е.М. Емельянова (АО ИО РАН) о современных проблемах Балтийского моря, связанных с его хозяйственным освоением (прокладка трубопровода, нефтедобыча) и загрязнением (свалки химического оружия); доклад проф. Х. Дуло (IFM-GEOMAR, Kiel) об исследованиях глубоководных кораллов; доклад проф. Е.А. Романкевича с соавторами (ИО РАН) об углероде в океане, где не только подводились итоги многолетних работ по изучению поведения углерода в океане, но и были намечены задачи на будущее (изучение коллоидов и наночастиц, баланс углерода и расчет потоков CO₂ из рифтовых зон, холодных сипов, изучение газогидратов); доклад проф. Я. Харфа (Baltic Sea Research Institute, Warnemunde) о климатических вариациях в северной Атлантике на основе изучения морских осадков Балтики; доклад д.г.н. Д.А. Субетто (Санкт-Петербургский педагогический университет) о палеоокеанологических исследованиях, используемых для палеоокеанологических реконструкций; доклад молодого кандидата геолого-минералогических наук М.Д. Кравчишиной (ИО РАН) об особенностях распределения, площади поверхности и гранулометрии взвешенного вещества океанов и морей.

Огромный интерес вызвал доклад директора ИО РАН академика РАН Р.И. Нигматулина «Нефть и газ России», посвященный современному положению дел в энергодобыче и энергопотреблении в России и мире и связанными с нефтью и газом политическими проблемами.

Важно отметить активное участие в работе конференции молодых участников (аспирантов и молодых сотрудников), высокий уровень их выступлений. На заключительном заседании самые интересные доклады молодежи и интересные стендовые доклады были отмечены дипломами.

В целом на конференции отмечался огромный вклад российских институтов и, в первую очередь, крупнейшего из них Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, который за время своего существования провел более 300 крупнейших научно-исследовательских рейсов во все части Мирового

океана и долгие годы занимал лидирующее положение в мире. Отмечалось, что в годы перестройки эти исследования были резко сокращены, часть научно-исследовательских судов была продана, многие суда и оборудование на них морально устарело и не соответствует современному уровню.

Институт океанологии и другие институты отделения наук о Земле РАН потеряли сейчас доступ к материалам проекта глубоководного бурения, в котором участвовали более 20 лет, а также в проектах Евробурения.

Резко сократилось также число не только рейсов, но и научных публикаций. В частности, не удастся опубликовать важнейшие доклады-сводки данных по последним достижениям по геологии океанов и морей, которые были приведены на последних школах.

В результате, как отмечалось в докладах, за годы перестройки 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. В связи с исключительной ценностью сделанных в области морской геологии открытий неизбежен новый передел Мира, который коснется глубин материкового склона и склонов островов (до 4–5 тыс. м). Ранее такой «тихий передел мира» был проведен специальной комиссией ООН для шельфа на основании научных данных, полученных в океанологических экспедициях. К такому переделу мира, для континентальных склонов, наша страна не готова, так как исследования континентальных склонов проводятся в крайне ограниченных масштабах, в значительной мере случайны и ведутся на недостаточном научном уровне, морально устаревшими приборами на судах, построенных 25–30 лет назад.

Необходимо срочное исправление существующего положения, прежде всего признание того, что морская геология (и океанология в целом) сейчас становятся науками государственного уровня, высшего приоритета, важнейшими составляющими экономики страны.

Это один из важнейших выводов, который был сделан в итоге обсуждения многочисленных научных докладов на 17-й международной научной конференции по морской геологии.

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. Сафарова С.А., Шевченко В.П., Политова Н.В. Достижения морской геологии в докладах XVI Международной конференции-школы “Геология морей и океанов” // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 637–640.

3. Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П. Достижения морской геологии в докладах XVII Международной конференции-школы “Геология морей и океанов” // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 942–946.

А.П. Лисицын, Т.М. Аквис, М.Г. Ушакова

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

**Юбиляры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
в 2009 году**

2009 год явился богатым на юбилеи ведущих ученых Института океанологии, внесших большой вклад в развитие океанологии, в том числе морской геологии. В настоящем обзоре приведены краткие сведения только об ушедших из жизни коллегах.



В первую очередь, отметим 120-летний юбилей одного из основателей Института, академика, лауреата Государственной и Ленинской премий, **Льва Александровича Зенкевича (1889–1970)**.

Общепризнанный глава советской океанологической школы, Л.А. Зенкевич возглавлял комплексные экспедиции Института по исследованию дальневосточных морей. Его работы охватывают широкий круг вопросов в области анатомии, систематики и экологии водных организмов, биоценологии и продуктивности морской фауны и флоры, ее количественного распределения и биогеографии. Отдельным блоком выделяются теоретические работы, связанные с развитием представлений о биологической структуре океана и об океанических биогеоценозах или экосистемах и об использовании биологических и минеральных ресурсов океанов и морей, в которых он исходил из представлений об океане, как о едином целом, о взаимосвязанности и взаимообусловленности происходящих в морях и океанах физических, химических, биологических и геологических процессов. Исключительное значение имеет его монография «Биология морей СССР», в которой обобщены обширные материалы по биологии и продуктивности морей, омывающих берега нашей страны.

В текущем году мы отмечалось также несколько 100-летних юбилеев.



ВЛАДИМИР БОРИСОВИЧ ШТОКМАН (1909–1968), океанолог, доктор физико-математических наук, профессор. Начиная с 1946 г., вся его жизнь была связана с Лабораторией океанологии, преобразованной в Институт океанологии АН СССР. Здесь он возглавлял Отдел физической океанологии, а затем Лабораторию динамики моря. Его по праву можно считать родоначальником большинства физических лабораторий ИОАН. Созданная им школа отечественных физиков-океанологов успешно живет и развивается. Основной круг его научных интересов в ИОАН – морские течения и процессы перемешивания

водных масс океана. Ему принадлежат такие фундаментальные достижения, как выяснение важной роли пространственной неравномерности поля ветра над океанами при формировании горизонтальной структуры океанских течений, объяснение противотечений в океанах и морях, создание метода полных потоков. Метод полных потоков дал возможность объяснить явление интенсификации течений у западных берегов океанов, т.е. объяснить причины возникновения Гольфстрима, Кurocио. Весьма важные результаты были получены при исследовании влияния рельефа дна на течения. Совместный учет рельефа дна и неравномерности ветрового поля позволили, в частности, объяснить аномальную циркуляцию в Аральском море. Его именем названо научно-исследовательское судно ИО РАН «Профессор Штокман», в рейсе которого в 1988 г. было открыто газоконденсатное месторождение, названное, по имени корабля, Штокманским.



ПАНТЕЛЕЙМОН ЛЕОНИДОВИЧ БЕЗРУКОВ (1909–1981), член-корреспондент АН СССР, трижды лауреат Государственной премии СССР.

Начало трудовой деятельности П.Л.Безрукова увенчалось открытием крупнейшего в стране фосфоритоносного бассейна Каратау в Южном Казахстане (1937). В 1946 г. П.Л.Безруков поступил в Институт океанологии, где возглавил Отдел геологии моря. Ему принадлежит заслуга постановки морских геологических работ на НИС «Витязь» и руководство ими в первых научных рейсах в дальневосточных морях (1948–1951). Именно здесь закладывались основы созданного им учения о процессах современного морского осадкообразования и зародилась новаторская идея сопоставления современных осадков окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов с осадочными комплексами древних осадочных поясов континентов. Работы 1954–1962 гг. в Тихом и в Индийском океанах привели к разработке концепции циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональности процессов седиментогенеза в океане. Совместно с А.П. Лисицыным он создал новую классификацию океанских осадков, возглавлял работы по составлению карт донных осадков океанов и отдельных их компонентов. Большое место в его научной деятельности занимали исследования минеральных ресурсов океана, прежде всего – железомарганцевых конкреций и фосфоритов. Изданная в 1976 г. первая в мире фундаментальная монография о железомарганцевых конкрециях «Железо-марганцевые конкреции Тихого океана» (1976) подвела итоги исследований 1968–1973 гг. в Тихом и в Индийском океанах. Были проведены первые систематические исследования фосфоритов на подводных горах Тихого океана.



ВСЕВОЛОД ПАВЛОВИЧ ЗЕНКОВИЧ (1910–1994), доктор географических наук, профессор, лауреат Ленинской и Государственной премий.

В 1944 г. академик П.П. Ширшов пригласил В.П. Зенковича для участия в создании Института океанологии. Им был создан сначала Геологический отдел, а впоследствии – Лаборатория морфологии и динамики морских берегов. Научная ячейка Института затем стала ядром, вокруг которого сложилась советская школа исследователей морских берегов. Теоретические и методические положения учения о динамике и морфологии морских берегов впервые были сформулированы в его книге «Динамика и морфология морских берегов» (1946). Это была первая монография, вышедшая из стен Института океанологии. В течение своей научной деятельности В.П. Зенкович не мыслил теории вне связи с практикой. Он дал ряд практических рекомендаций по портостроению и берегозащите, являлся создателем нескольких карт Морского Атласа, а также Государственной карты СССР. Важны заслуги В.П. Зенковича в разработке новых методов береговых исследований. Он впервые применил легководолазную аппаратуру для геолого-геоморфологических исследований морского дна, впервые в СССР начал использовать подводные автономные аппараты, с помощью которых лично обследовал каньоны Черного моря до глубины 1150 м. Совместно с учениками им был разработан и внедрен метод меченых песков, с помощью которого впервые в науке были получены данные о скоростях и трассах переноса осадков в море.



ВЛАДИМИР ВИТАЛЬЕВИЧ ЛОНГИНОВ (1909–1989), доктор географических наук, профессор.

В честь 100-летия со дня его рождения с 14 по 17 сентября 2009 г. в Институте океанологии была проведена международная конференция «Литодинамика донной контактной зоны океана», участниками которой были более 70 ученых из России, стран СНГ и иностранных государств.

В.В. Лонгинов – основатель нового раздела океанологии, литодинамики океана. В 1946 г. он поступил в аспирантуру только что созданного Института океанологии АН СССР, и с тех пор вся его деятельность была связана с Институтом. В 1947–1949 гг. он исполнял обязанности директора Черноморской экспериментальной станции в Голубой бухте, которая затем была преобразована в Южное отделение Института. Он заведовал Лабораторией динамики контактной зоны океана в составе Отдела литодинамики океана. Его монографии «Динамика береговой зоны бесприливного моря» (1963) и «Очерки литодинамики океана» (1973) до сих пор служат настольными книгами

для специалистов, изучающих динамические процессы на шельфе. В последней книге он дает полную сводку представлений о литодинамике океана, определяя ее как науку о перемещении обломочного материала литосферы по ее поверхности под действием экзогенных агентов и силы тяжести. В.В. Лонгинов много лет вел большую научно-организационную работу. Много сил он вложил в организацию научных исследований, выполнявшихся различными странами по проблемам литодинамики шельфа, был членом бюро Океанографической комиссии АН СССР, а с 1978 г. бессменно руководил Рабочей группой «Литодинамика океана» в составе Комиссии по проблемам Мирового океана.



ЭСПЕР АЛЕКСАНДРОВИЧ ОСТРОУМОВ (1909–1990), доктор химических наук, профессор.

В Институте океанологии АН СССР начал работу с 1949 г. руководителем химической группы Отдела морских отложений, будучи уже известным ученым в области аналитической химии и практического химического анализа.

С переходом в Институт океанологии Э.А. Остроумов начинает исследования по геохимии донных отложений. Его работы были пионерскими в области изучения химических процессов в донных осадках.

Со временем они выросли в научное направление биогеохимия диагенеза донных отложений. Уже в 1953 г. впервые в мире появились публикации в области геохимии соединений серы, редкоземельных элементов в современных осадках Черного и Охотского морей, Тихого океана. Совместно с академиком Н.М. Страховым, Э.А. Остроумов был инициатором исследований по изучению механизма, управляющего распределением химических элементов в процессах океанского осадконакопления. Эта задача была реализована созданием первого трансокеанского литолого-геохимического профиля осадков Тихого океана, Результатом явилась двухтомная монография "Литология и геохимия осадков Тихого океана" и "Геохимия диагенеза осадков Тихого океана".



НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ СЫСОЕВ (1909–1964), инженер-океанолог, лауреат Государственной премии.

Один из основателей Института океанологии. Особенно большое значение имела его работа по сохранению Института после смерти П.П. Шишова. По праву считается основателем нового направления в океанологии – технической океанологии, которое призвано обеспечить исследователей морей и океанов наиболее совершенными методами и приборами. Являясь одним из организаторов Института океаноло-

гии, руководил работами по техническому переоборудованию судна «Марс-Экватор» в самое крупное в то время НИС "Витязь" – первое из исследовательских судов Института океанологии. Много лет работал в качестве главного инженера Института, заведующего созданного им Отдела морской техники, а после смерти П.П. Ширшова несколько лет – исполняющим обязанности директора Института. Н.Н. Сысоев впервые внедрил практику проведения исследовательских работ с судна на якоре с постановкой на глубинах до 9000 м и более, а также методику длительных (до года и более) исследований на автономных океанологических буях. С помощью разработанной им совместно с Е.И. Кудиновым глубоководной гидростатической трубки удалось получить рекордную по длине колонку 33,5 м. С именем Н.Н. Сысоева связаны первые в стране исследования по сейсмике морского дна, по геотермическим исследованиям осадочной толщи, создание уникального комплекса приборов для гидрооптических исследований.

В этом году отмечались также юбилеи ученых, от 115 до 65 лет.



115 лет со дня рождения ИВАНА ДМИТРИЕВИЧА ПАПАНИНА (1894–1986), доктора географических наук, контр-адмирала, дважды героя Советского Союза.

И.Д.Папанин был приглашен академиком П.П. Ширшовым в Институт океанологии на пост заместителя директора Института по экспедициям в 1948 г.

С его помощью организовывались экспедиции Института и приобреталось научное оборудование. По его инициативе и с его деятельной помощью было принято решение Совета Министров СССР о проектировании и строительстве серии научно-исследовательских судов из семи единиц. Первое судно этой серии – «Академик Курчатов», было передано Институту океанологии в 1966 г. Приемка этих двух судов осуществлялась под его руководством.

И.Д. Папанин был руководителем первой советской дрейфующей станции СП-1 (1937–1938), начальником Главсевморпути (1939–1946), начальником Отдела морских экспедиционных работ АН СССР (с 1951).



115 лет со дня рождения доктора химических наук СЕМЕНА ВЛАДИМИРОВИЧА БРУЕВИЧА (1894–1971), работавшего в Институте со дня его основания. В 1949 г. он возглавил первый рейс "Витязя" в Черном море, за что был удостоен звания Лауреата Государственной премии. Еще в 1943 г. под его руководством была проведена первая комплексная съемка Каспия по единой методике и по широкому комплексу наблюдений, в том числе и геологических.

Он нетрадиционно понимал химию океана и представлял ее как комплексную науку, изучающую химические свойства вод

морей и океанов, приводного слоя атмосферы, верхнего слоя донных осадков (химическая статика) и, главное, происходящие в них биогимические, физико-химические и химические процессы (химическая динамика). Им было введено понятие "биогидрохимия", как область гидрохимии, изучающей группу химических элементов, "которые играют главнейшую роль для построения и создания живого вещества".



105 лет со дня рождения ВЕНИАМИНА ГРИГОРЬЕВИЧА БОГОРОВА (1904–1971), биоокеанолога, члена-корреспондент АН СССР, лауреата Государственной премии.

В 1946 г. он был назначен заместителем директора Лаборатории океанологии П.П. Ширшова. Возглавлял несколько первых рейсов "Витязя" в дальневосточные моря, а затем — его большие океанские рейсы в Тихий и Индийский океаны. В.Г. Богоров — автор концепции о биологической сезонности в планктоне различных широт; один из основателей учения о биологической структуре океана; автор карт распределения биомассы планктона в Мировом океане, выделивший биопродуктивные зоны в его различных районах и много сделавшего для понимания роли планктона в биологической трансформации океанских экосистем. Вместе с Л.А. Зенкевичем он разрабатывал учение о биологической структуре океана и его биологической зональности, рассматривал общие принципы биологии моря и проблему единства природы океана в философском аспекте.



105 лет со дня рождения ТЕОДОРА САУЛОВИЧА РАССА (1904–2000), доктора биологических наук, профессора, лауреата Государственной премии.

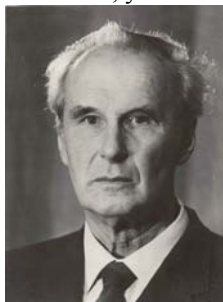
Т.С. Расс работал в Институте океанологии с 1948 г. Организовал в Институте исследования рыб Мирового океана. Разработал понятие промыслово-географических комплексов и теоретическую основу промысловой биогеографии.

95 лет со дня рождения НИКОЛАЯ ВСЕВОЛОДОВИЧА ВЕРШИНСКОГО (1914–1993), доктора технических наук.



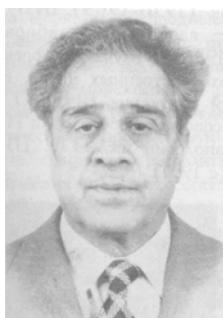
Н.В. Вершинский — один из старейших работников Института, он проработал в нем 45 лет, с 1948 по 1993 г. По его инициативе в Институте был создан Отдел морской техники. Одним из первых стал применять новые методы современной электроники в океанологии. Предложил новые методы исследования подводного волнения, имеющие значение для практики портовых и других береговых сооружений. Под его руководством была раз-

работана и сконструирована телевизионная установка для исследований в море. Его работы в области подводного телевидения, исследования приповерхностного слоя послужили основой для развития этих областей океанологии. Он разработал ряд принципиально новых электронных приборов для морских измерений, изобрел и сконструировал грунтовую глубоководную гидростатическую трубку, создал новый прибор для изучения подводного волнения, установку для подводного телевидения.



Всего месяц не дожил до своего 95-летия АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ ЖИВАГО (1914–2009), доктор географических наук, профессор, лауреат Государственной премии.

Научная деятельность А.В. Живаго началась в 1938 г. в Алтайской экспедиции Института географии АН СССР. А.В. Живаго участвовал в первом (1949) и в ряде последующих рейсов «Витязя», а также других судов ИО РАН в течение почти 50 лет. В его публикациях освещены обширные акватории Мирового океана, в том числе Южного, в котором А.В. Живаго совместно с А.П. Лисицыным принадлежит открытие и первое генетическое описание многообразных форм подводного вулканического рельефа. А.В. Живаго участвовал в первой Советской Антарктической экспедиции дизель-электрохода «Обь» (1955–1958), в которой состоялась первая высадка российских людей на ледяной континент. Отдельный цикл трудов А.В. Живаго 70–80-х гг. посвящен рассмотрению геоморфологических аспектов тектоники литосферных плит на акваториях Тихого океана. Полученные экспедиционные материалы послужили основой для составления трех листов тектонической карты Тихого океана, использованных при составлении Международной тектонической карты Мира. В конце 80-х годов им были продолжены исследования в Южном океане и получены новые данные о морфоструктуре дна Южной Атлантики, морей Скотия и Уэдделл.



95 лет со дня рождения АРТЕМА АРАМОВИЧА ГЕОДЕКЯНА (1914–1997) доктора геолого-минералогических наук профессора, члена-корреспондента РАН.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР работал с 1967 г. А.А. Геодекян занимался исследованием нефтегазоносности акваторий. Был заместителем директора Института океанологии, руководил лабораторией, а затем и Отделом нефтегазоносности Мирового океана.

На базе полученного обширного материала и собственного экспедиционного опыта им был предложен

рациональный комплекс специализированных геолого-геофизических и геохимических исследований, направленных на эффективное изучение перспектив нефтегазоносности акваторий.



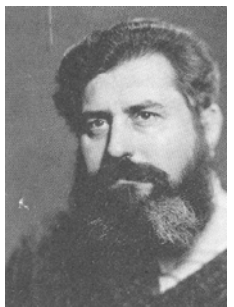
85 лет со дня рождения ВАЛЕНТИНА АЛЕКСЕЕВИЧА БУРКОВА (1924–2005), доктора географических наук, профессора, лауреата Государственной премии.

В.А. Бурков работал в ИО РАН с 1951 г. Он является одним из наиболее видных российских физико-океанографов экспериментального профиля. Он участвовал в многочисленных экспедициях на нис "Витязь" и других исследовательских судах. Основные научные работы посвящены экспериментальным исследованиям циркуляции вод океана, в том числе изучению синоптических океанских вихрей.



80 лет со дня рождения ЛЬВА ПАВЛОВИЧА ЗОНЕНШАЙНА (1929–1992), доктора геолого-минералогических наук, профессора.

В 1974 г., уже доктором наук, Л.П. Зоненшайн переходит на работу в Институт океанологии в качестве заведующего Лабораторией палеогеодинамики, в которой он проработал до конца своих дней. Им создано новое научное направление – палеогеодинамика, рассматривающее анализ геологической истории Земли с позиций тектоники плит. Им была высказана идея о ведущей роли субдукции в механизме движения плит, оценены изменения тектонической активности Земли в отдельные временные отрезки. Создана концепция тектоники горячих полей как теоретическая эволюция вещества планет земной группы и как предтеча общей теории строения Земли, названной им «Глобальной геодинамикой», в которую тектоника плит входит составной частью. Ему принадлежит организационное и идейное начало работ в Байкальской рифтовой зоне и работ над Палеогеографическим атласом Северной Евразии на плейттектонической основе.



80 лет со дня рождения ЮРИЯ ЮРЬЕВИЧА ЖИТКОВСКОГО (1929–1996), доктора физико-математических наук, профессора, лауреата Государственной премии СССР.

Ю.Ю. Житковский работал в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР с 1958 г., руководил Лабораторией рассеяния и отражения звука в океане. Проведенные работы по исследованию отражения звука дном океана позволили установить основопола-

гающую роль рельефа дна в формировании отраженных сигналов килогерцовых частот. Кроме того, были проведены работы по исследованию звуко-рассеивающих слоев, по зеркальному отражению звука поверхностью океана, по обратному рассеянию звука ледовым покровом, по рассеянию звука водорослями, по измерению акустических характеристик айсбергов и др. Им были выдвинуты предположения, защищенные впоследствии авторскими свидетельствами, о возможности экспрессной разведки железомарганцевых конкреций на дне глубокого океана акустическими методами. В настоящее время эти методы используются в мировой практике. Совершив свой первый океанический рейс на НИС "Витязь" в 1958 г., он затем принял участие в 20-ти экспедициях, около половины которых он организовывал и возглавлял. Он внес большой вклад в создание экспериментальной базы для исследования акустики океана.

75 лет со дня рождения КИРА НАЗИМОВИЧА НЕСИСА (1934–2003), доктора биологических наук.

В 1967 г., после работы в ПИНРО и Зоологическом институте АН СССР был приглашен на работу в Институт океанологии им. П.П. Ширшова.

Являлся крупным специалистом по головоногим моллюскам, пользуясь признанием и в международном сообществе ученых. Хорошо известны также его капитальные работы по общим проблемам биоокеанологии, гидробиологии и зоогеографии.

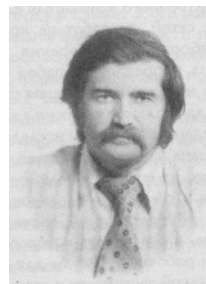


75 лет со дня рождения АНАТОЛИЯ НИКОЛАЕВИЧА ПАРАМОНОВА (1934–2002), доктора физико-математических наук.

В Институте океанологии работал с 1975 г. С 1982 по 2002 гг. был заведующим лабораторией измерительной техники. Научные интересы А.Н. Парамонова концентрировались на ключевых проблемах экспериментальной гидрофизики, междисциплинарных исследованиях в смежных областях гидробиологии, геофизики, экологического мониторинга и основывались на

оригинальных разработках с использованием современной измерительной и вычислительной техники. В частности, с помощью новых средств океаноинформатики и оригинальной методики исследований впервые были исследованы особенности структуры придонных слоев взвеси на склонах континентального шельфа.

65 лет со дня рождения ЛЕОНИДА АЛЕКСЕЕВИЧА САВОСТИНА (1944–2004), доктора геолого-минералогических наук.



Л.А. Савостин работал в Институте океанологии с 1971 г. В 1992–1994 гг. был директором Института.

Специалист в области современной геологии и палеогеодинамики, в первую очередь тех ее разделов, которые связаны с расчетом и анализом перемещений литосферных плит. Совместно с Л.П. Зоненшайном им была создана уникальная по своей полноте серия из 24 глобальных палеогеодинамических реконструкций, охватывающих временной интервал от 160 млн лет назад до современности.



Этот год является юбилейным также и для научно-исследовательского судна «Витязь», на котором было сделано множество открытий, в том числе в области геологии и географии океана. В 25-м рейсе «Витязя» (1957 г.) в Марианской впадине с помощью эхолота была обнаружена максимальная глубина Мирового океана, 11022 м.

70 лет прошло со времени постройки в Германии на верфях Бременхавена в 1939 г. судна «Марс», который был получен по репарации после Великой отечественной войны и переоборудован в 1946 г. в научно-исследовательское судно «Витязь», переданное Институту океанологии АН СССР. Первый рейс «Витязя» состоялся 60 лет назад в 1949 г. Последний, 65-й рейс состоялся 30 лет назад, в 1979 г. За годы исследований судно находилось в плавании 5162 суток (14,1 года), прошло 733000 миль маршрутного пути, на нем было сделано 7943 океанографические станции. 15 лет назад знаменитое судно встало у музейного причала в Калининграде, став ядром Музея Мирового океана.

1. Ученые Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук (1946-2006). М.: Институт океанологии РАН, 2006. 353 с.
2. О.А. Кузнецов, В.Г. Нейман. Морские «Витязи» России. М.: Наука, 2008. 251 с.
3. «Витязь». Страницы истории» Калининград: Терра Балтика, 2009 г. 112 с.

***МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ
И АНТАРКТИКИ***

Е.А. Баженова, Р. Штайн

(Ин-т полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия, e-mail: Evgenia.Bazhenova@awi.de)

Реконструкция палеогеографических обстановок и условий осадконакопления в районе хребта Менделеева (у континентальной окраины Восточно-Сибирского моря) в позднечетвертичное время

E.A. Bazhenova, R. Stein

(Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Late Quaternary glacial/interglacial regimes at the East Siberian Sea continental margin: reconstructions based on a sedimentary record from southern Mendelev Ridge

Четвертичная история Северного Ледовитого океана (СЛО) и прилегающих полярных областей Евразии и Северной Америки связана с периодическими колебаниями уровня моря и с изменением площади ледового покрова на материках и в арктических морях. В эпохи оледенения, характеризующиеся низким уровнем моря, значительная часть шельфовой зоны была покрыта ледниковыми щитами, спускавшимися с материков, что существенно ограничивало циркуляцию поверхностных течений и водообмен с Атлантическим и Тихим океанами. В сочетании с мощным слоем морского льда в центральной части СЛО, это отразилось на особенностях осадконакопления в данном бассейне.

В настоящей работе представлены результаты литологических, минералогических и геохимических исследований, выполненных на разрезе колонки, отобранной на западном фланге хребта Менделеева у континентального склона Восточно-Сибирского моря в ходе экспедиции ARK-XXIII/3 (Arctic-2008) на научно-экспедиционном судне 'Polarstern'. Нами была предпринята попытка выяснения возраста осадков, скорости и условий седиментации, источников сноса и путей переноса терригенного материала, а также общей палеогеографической обстановки (распространение ледового покрова на поверхности океана и на прилегающей суше) в Арктике в позднечетвертичное время. Возрастная модель была получена путем корреляции с датированными колонками, отобранными на хребте Менделеева. В результате работы в разрезе осадочной колонки были установлены границы изотопно-кислородных стадий ИКС 5-1, что определило временные рамки для интерпретации полученных данных по свойствам осадков. Последующее сравнение результатов с опубликованными материалами исследований о возрасте и обстановках осадконакопления для донных отложений СЛО стала основой для рассуждений о возможных сценариях изменения климата в Арктике в позднечетвертичное время. Как показывают результаты работы, на обсуж-

даемом временном интервале осадконакопление в районе хребта Менделеева контролировалось распространением морского ледового покрова и масштабами оледенения в Северной Америке и Евразии, определяющими объемом речного стока и поступление терригенного материала с материков. В разрезе колонки было выделено шесть стратиграфических циклов, отвечающих эпохам потепления/похолодания климата, характеризующихся определенным набором признаков, таких как цвет осадков, содержание материала ледового разноса, концентрация органического углерода, наличие минералов-индикаторов источников сноса.

Исследования проводились при поддержке Ин-та полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Бремерхафен, Германия), магистерской программы «Прикладные полярные и морские исследования» (Санкт-Петербургский Государственный Университет), а также научного гранта в рамках программы «Динамика природной среды северной Евразии» Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто-Шмидта (ААНИИ, С.-Петербург).

This study is focused on sediment core PS72/344 recovered from the western flank of the Southern Mendeleev Ridge during the ARKXXIII/ 3 (Arctic-2008) Expedition of RV ‘Polarstern’. We use various sedimentary proxies to reconstruct paleoceanographical conditions in the Siberian part of the Amerasian Basin during the Late Quaternary times. The PS72/344 proxy record demonstrates that sedimentary environments at the East Siberian Sea continental margin were strongly variable during late Quaternary times, with three major scenarios (glacial-deglacial-interglacial periods) of transportation and deposition of terrigenous material derived from the adjacent shelves, generally controlled by the extension of sea-ice cover and iceberg discharge. Using this framework of general paleoenvironmental scenarios in the studied area, we discuss the variable paleoceanographic regimes in the Arctic Ocean related to the history of glaciations in Northern Eurasia and North America during late Quaternary times (MIS 5 to present) using published data on sediment cores from the Arctic Basin.

Research activities were supported by the Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research (Bremerhaven, Germany), Master Program for Applied Polar and Marine Research “POMOR” (State University of St.Petersburg) and by a grant in the frame of the Otto-Schmidt-Laboratory fellowship program “Dynamics of Northern Eurasian Environments” (AARI, St.Petersburg).

Н.В. Бубенщикова¹, Д. Нюрнберг², Р. Тидеман³

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

²Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия, ³Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия)

Изменения палеопродуктивности и зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 130 тысяч лет по бентосным фораминиферам и седиментологическим данным (колонка MD01-2415)

N.V. Bubenshchikova¹, D. Nürnberg², R. Tiedemann³

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, ²Leibniz Institute for Marine

Sciences, Kiel, Germany, ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Variations of the paleoproductivity and oxygen minimum zone of the Okhotsk Sea during the last 130 ka revealed by benthic foraminiferal and sedimentological data (core MD01-2415)

В современном Охотском море зона кислородного минимума (ЗКМ) выделяется в интервале глубин от ~750 до 1500 м по содержаниям растворенного кислорода 0.3–1.5 мл/л [1]. ЗКМ Охотского моря является результатом взаимодействия целого ряда факторов: 1) высокой первичной продукции и интенсивного потребления кислорода из-за распада органического вещества в воде и осадках; 2) формирования насыщенной кислородом Охотоморской промежуточной водной массы (ОПВМ: от 200 до 600–800 м; 7–1.5 мл/л O₂); 3) притока обедненных кислородом вод нижней части Тихоокеанской промежуточной водной массы (ТПВМ) (ядро ~800–1200 м; 0.6–1 мл/л O₂); 4) различной интенсивности вертикального перемешивания вод и особенностями топографии дна моря. Вариации ЗКМ Охотского моря в течение климатических событий (включая циклы Дансгарда-Эшгера) последних 130 тыс. лет остаются слабо изучены.

Изучены комплексы бентосных фораминифер (БФ) и данные магнитной восприимчивости (МВ) и цветности b* осадка в верхних 8.3 м сверхдлинной (46 м) колонки MD01-2415, отобраной на северном континентальном склоне Охотского моря на глубине 822 м. Колонка MD01-2415 получена в рамках международной программы IMAGES в ходе рейса НИС “Марион Дюфран” в Охотском море в 2001 году. Верхние 8.3 м колонки MD01-2415 соответствуют морским изотопно-кислородным стадиям (ИКС) 1–5 (последние 130 тыс. лет) согласно возрастной модели, разработанной на основе изотопно-кислородной стратиграфии и калибровки летописей колонки с использованием астрономических параметров [2]. Целями данного исследования являлись: 1) высокоразрешающие реконструкции изменений палеопродуктивности и зоны кислородного минимума на северном континентальном склоне

Охотского моря за последние 130 тыс. лет, 2) и их сравнение с климатическими событиями (включая циклы Дансгарда-Эшгера), установленными в летописи NGISP2 δO^{18} изотопно-кислородного состава ледового керна Гренландии.

МВ и цветность b^* осадка были измерены в колонке MD01-2415 каждые 4 и 2 см, что соответствует временному разрешению 750–250 лет и 500–100 лет, соответственно. Комплексы БФ изучены каждые 6 см колонки, это дает временное разрешение 1000–250 лет. Вариации палеопродуктивности реконструированы по данным цветности b^* осадка, по скоростям аккумуляции БФ и по составу комплексов БФ. Изменения содержания кислорода в придонной воде реконструированы по вариациям кислородозависимых групп БФ в колонке в соответствии с методикой Кайо [3]. Для группировки видов БФ из колонки были учтены данные о микросредах обитания современных видов БФ в Охотском море [4].

Установлено, что кривые МВ и цветности b^* осадка колонки MD01-2415 хорошо коррелируют с главными и второстепенными событиями летописи NGISP2 δO^{18} . Интестадиялы Дансгарда-Эшгера идентифицируются с точностью 1–2 тыс. лет в течение последних 60 тыс. лет и с точностью 2–5 тыс. лет в интервале 60–116 тыс. лет назад в летописях МВ и цветности b^* осадка. Эти результаты подтверждают гипотезу о том, что ледниковые-межледниковые изменения палеосреды Охотского моря контролировались колебаниями климата в Северном полушарии. Изменения комплексов БФ также коррелируют с летописью NGISP2 δO^{18} . Однако, идентификация некоторых интестадиялов Дансгарда-Эшгера (3, с 6 по 10) осложняется плохой сохранностью комплексов БФ в этих интервалах колонки.

Существенное увеличение палеопродуктивности и усиление ЗКМ на северном склоне Охотского моря реконструировано в течение наиболее теплых интервалов за последние 130 тыс. лет: ИКС 5е, Пре-беллинг – Беллинг/Аллеред, около 9–4 к.т.л.н. с максимумом в течение события Преборелал и в последние 4 к.т.л.н. Интенсификация ЗКМ Охотского моря в эти периоды была обусловлена изменениями целого ряда взаимосвязанных факторов: 1) уменьшением ледового покрова, 2) ростом биопродуктивности, 3) увеличением поступления органического вещества терригенного происхождения с погружающихся шельфов, 4) увеличением скоростей потребления кислорода в воде и осадке в результате окисления органического вещества морского и терригенного происхождения, 5) ослаблением темпов формирования насыщенной кислородом ОПВМ, 6) увеличением притока обедненных кислородом вод нижней части ТПВМ.

В ИКС 2-5d, в целом, установлено уменьшение палеопродуктивности и ослабление ЗКМ по сравнению с наиболее теплыми событиями за последние 130 тыс. лет. Реконструировано, что в течение интестадиялов Дансгарда-Эшгера происходило локальное увеличение палеопродуктивности без существенных изменений ЗКМ, а во время стадиялов – локальное уменьше-

ние палеопродуктивности и ослабление ЗКМ. Интерстадиалы 16/17, 19, 21, 22 характеризовались наиболее выраженными локальными увеличениями биопродуктивности. Максимальное ослабление ЗКМ вероятно происходило в течение стадиалов 2, 5, 6, 11, 13, 14, 16. Ослабление ЗКМ Охотского моря в течение холодных событий контролировалось расширением ледового покрова, уменьшением биопродуктивности и увеличением продукции насыщенной кислородом ОПВМ.

1. Бруевич С.В., Богоявленский А.Н., Мокиевский В.В. Гидрохимическая характеристика Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 42. С. 125–199.
2. Nürnberg D., Tiedemann R., 2004. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years. *Paleoceanography* 19, PA4011, doi:10.1029/2004Pa001023.
3. Kaiho K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // *Geology*. V. 22. P. 719–722.
4. Bubenshchikova N., Nürnberg D., Lembke-Jene L., Pavlova N., 2008. Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: Faunal composition, standing stocks and microhabitats. *Mar. Micropaleontology* 69, 314–333. doi:10.1016/j.marmicro.2008.09.002.

High-resolution benthic foraminiferal data, the sediment magnetic susceptibility and color b^* data from the upper 8.30 m of a 46.23 m-long sediment core MD01-2415 (from 822 m water depths) were used 1) to reconstruct environmental changes on the northern continental slope of the Okhotsk Sea during the last 130 ka; and 2) to compare them with the global climate changes, identified in the NGISP2 δO^{18} record from Greenland. Variations of all proxy records are found to be compared with climatic events, including the Dansgaard-Oeschger (D-O) cycles, of the NGISP δO^{18} record. The pronounced increase of paleoproductivity and intensification of the Okhotsk Sea Oxygen Minimum Zone (OMZ) are reconstructed during the warmest climate events of the last 130 ka: the Marine Isotope Stage (MIS) 5e, the Pre-Belling - Belling/Allered interval, at 9–4 ka with maximum during the Preboreal and the last 4 ka. The time interval of MIS 2–5d is characterized by the lowering of paleoproductivity and weakening of the OMZ as compared with these warmest climate events. It is reconstructed that, a local increase of paleoproductivity / no pronounced change of the OMZ intensity have occurred predominantly during interstadials, while a local decrease of paleoproductivity / weakening of the OMZ have happened mainly during stadials. The most evidenced local increase of paleoproductivity is associated with the interstadials 16/17, 19, 21, 22. Maximal weakening, probably disappearing, of the OMZ is related with the stadials 2, 5, 6, 11, 13, 14, 16. Changes of the Okhotsk Sea environments during the last 130 ka are suggested to be controlled mainly by variations of insolation and the atmosphere circulation system in the Northern Hemisphere.

Е.В. Ватрушкина¹, М.И. Тучкова¹, В.Е. Вержбицкий^{2,3}

(¹Геологический институт РАН, Москва, evat_095@mail.ru, tuchkova@ginras.ru;

²Ти Джи Эс Нопек Геофизическая компания Москва, Россия; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: vladimir.verzhbitsky@tgsnopec.ru)

**Изучение литологии юрско-меловых комплексов Чукотки:
проблемы и методы решения**

E.V. Vatrushkina¹, M.I. Tuchkova¹, V.E. Verzhbitsky^{2,3}

(¹Geological Institute RAS, Moscow, ²TGS-NOPEC Geophysical Company Moscow,

³P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**The lithological study of Jurassic-Cretaceous complexes
of Chukotka: problems and methods of solution**

Повышенный интерес к геологии шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей определяется, прежде всего, широко дискутируемыми проблемами формирования Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана, а также прогнозируемыми высокими перспективами нефтегазоносности региона. В отсутствии глубоких скважин в российской части акватории, для расшифровки строения шельфа по геофизическим данным следует особое внимание уделять стратиграфии, литологии и структурной геологии прилегающих участков суши. Известно, что на севере Чукотки (район Чаунской губы Восточно-Сибирского моря), обнажаются верхнеюрско-неокомовые отложения. Предполагается, что отложения данного возраста входят в состав складчато-надвигового фундамента шельфа, занимая на региональных сейсмических профилях промежуточное положение между более интенсивно деформированными триасовыми-палеозойскими толщами (акустический фундамент) и слабодислоцированными апт(?)–верхнемеловыми(?)–кайнозойскими отложениями собственно чехла [Verzhbitsky et al., 2008]. Соответственно, вопросы литологии юрско-меловых комплексов Чукотки имеют весьма существенное значение для расшифровки строения и геологической истории прилегающего арктического шельфа.

В целом, изучаемая территория расположена в пределах Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой области. Структура с преобладанием северо-восточной вергентности возникла в результате коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска, вызванной закрытием Южно-Аннуйского океанического бассейна в позднем неокоме, в предаптское время [Парфенов, 1984; Соколов и др., 2001, 2002; Бялобжеский, Горячев, 2004; Катков и др., 2007]. Чукотский террейн, как фрагмент позднепалеозойской – раннемезозойской пассивной окраины Южно-Аннуйского палеоокеана, характеризуется присутствием в нижней части разреза интенсивно дислоцированных мощных терригенных флишеидных толщ триаса и более древних отложений, на которых несогласно залегают вулкано-терригенные отложения верхней юры и нижнего мела, распространенные в отдельных впадинах и

по южной периферии террейна и деформированные в существенно меньшей степени. Эти отложения принято рассматривать как синколлизионные.

Широкое площадное развитие верхнеюрских и нижнемеловых отложений в районе Чаунской губы было установлено в 50-е гг. К.В. Паракецовым, Г.И. Паракецовой, М.Е. Городинским. Нижнеюрские отложения известны лишь на узком участке в северной части региона, на левом берегу р. Раучуа, среднеюрские отложения в регионе отсутствуют [Тильман, 1971; Паракецов, Паракецова, 1989]. До настоящего времени стратиграфическое обоснование верхнеюрских и нижнемеловых отложений Чаунского субтеррейна остается недостаточным.

Для установления палеогеографических и палеогеодинамических режимов на изучаемой территории необходимо проследить: существовал ли в юрское–раннемеловое время единый бассейн или это были изолированные впадины, которые имели свои источники сноса и свои пути транспортировки осадочного материала. Для ответа на этот вопрос проводятся детальные минералого-петрографические исследования, которые помимо стандартных и широко применяемых литологических методов (минералого-петрографический, геохимический анализы), включают метод уточнения типов источника сноса на основании химического анализа породообразующих компонентов (слюд, полевых шпатов), а также исследования состава аргиллитовых интракластов в песчаниках и в предполагаемых фоновых отложениях. В дополнение к изучению осадочных пород силикатным методом, использованы малые и редкоземельные элементы для более точной характеристики изучаемых отложений.

Проведенные исследования на сегодняшний день позволяют сформулировать следующие выводы:

1. В пределах изучаемой территории подтверждено распространение двух литологически сходных разновозрастных толщ аркозовых песчаников: погынденской свиты раннемелового возраста на северо-востоке территории и раучуанской позднеюрского возраста на юге и северо-западе территории.

2. Незрелость песчаников свидетельствует об относительной близости источников сноса.

3. Состав зерен свидетельствует о наличии как минимум двух источников.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00547 и программы “Ведущие научные школы” (НШ-3172.2008.5).

В.Е. Вержбицкий^{1,2}, С.Д. Соколов³, М.И. Тучкова³

(¹Ти Джи Эс Нопек Геофизическая компания Москва, Москва, Россия; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: vladimir.verzhbitsky@tgsnopec.ru;

³Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sokolov@ginras.ru, tuchkova@ginras.ru)

**Тектоника и основные этапы структурной эволюции
российского шельфа Чукотского моря**

V.E. Verzhbitsky^{1,2}, S.D. Sokolov³, M.I. Tuchkova³

(¹TGS-NOPEC Geophysical Company Moscow; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³Geological Institute RAS, Moscow)

**Tectonics and main stages of structural development
of the Russian Chukchi Sea shelf**

Настоящая работа основана на новых 2D сейсмических данных, полученных в российской части Чукотского моря (осень 2006) геофизической компанией Ти Джи Эс Нопек совместно с ООО “Интегратор геофизических решений” и некоторых результатах Международной Российско-Шведско-Американской геологической экспедиции-2006 на острове Врангеля и Северной Чукотке. В пределах шельфа Чукотского моря выделяется ряд крупных структурных элементов. В северной части развит обширный Северо-Чукотский осадочный бассейн, заложенный на среднепалеозойском складчатом основании и заполненный мощной (до 16–18 и более км) толщей верхнедевонских(?)–карбоновых – кайнозойских отложений, частично обнажающихся на острове Врангеля. На этот прогиб с юга надвинуты интенсивно дислоцированные докембрийско-палеозойско-триасовые комплексы пород Врангелевско-Геральдской дуги. Остров Врангеля, Северная Чукотка и разделяющая их акватория Чукотского моря принадлежат к Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системе поздних мезозойских, возникшей в поздней юре-неокоме в результате закрытия Южно-Аннунского палеоокеана и становления одноименной сутуры. Южно-Чукотский рифтогенный прогиб расположен в акватории между Чукоткой и Врангелевско-Геральдской дугой, наложен на позднекембрийскую складчатую структуру, заполнен отложениями мощностью до 5–6 км, по всей видимости позднемелового(?)–кайнозойского возраста. На основе интерпретации сейсмических данных, мы предполагаем наличие крупной северовергентной покровно-надвиговой структуры в складчатом фундаменте Южно-Чукотского рифтового прогиба. Геометрия разломов и их комбинаций свидетельствует о трансезионной природе Южно-Чукотского прогиба. Анализ поздних сбросовых и сдвиго-сбросовых смещений, развитых вдоль плоскостей коллизионных надвигов и кливажных пластин острова Врангеля, указывает на правостороннюю компоненту смещений вдоль СЗ фланга прогиба в условиях преобладающего СВ-ЮЗ растяжения.

В отсутствие буровых скважин на акватории российского сектора Восточно-Арктического шельфа, интерпретация полученных сейсмических данных построена на сравнении изученной акватории с американским сектором Чукотского моря и Северного Склона Арктической Аляски, а также на геологии Чукотки и острова Врангеля. В пределах Северо-Чукотского прогиба на сейсмических записях были отмечены три основных угловых несогласия. Мы предполагаем, что нижнее несогласие (LCU) может соответствовать завершению основного коллизионного этапа между Евразией и Чукоткой (доаптское несогласие СВ Евразии). О таком же времени окончания коллизии говорят, также, недавно опубликованные С.М. Катковым с соавторами [2007] результаты U-Pb SHRIMP датирования, свидетельствующие об аптском (~ 117 млн. лет) возрасте древнейших постколлизионных гранитных плутонов Северной Чукотки. Наиболее отчетливое несогласие в верхней части осадочного чехла может соответствовать идентифицированному здесь ранее Средне-Брукскому, MBU (~K/Cz). Данное несогласие трассируется к югу, в пределы собственно Врангелевско-Геральдской дуги в виде поверхности раздела складчатый фундамент/осадочный чехол. Это наблюдение заставляет предполагать более позднее, чем неокомовый (а именно – позднемеловой-раннекайнозойский) возраст проявления основной фазы компрессионного структурообразования во фронте Врангелевской дуги. Сам же фронт позднекиммерийской деформации имеет четко выраженный транспрессионный характер при преобладании северной вергентности разрывных нарушений. Возможно, что слабо выраженное вышележащее угловое несогласие может отражать молодую фазу сжатия, проявленную в хребте Брукса и прогибе Колвилл, но не известную для Чукотки и острова Врангеля, и, таким образом, соответствовать концу позднего олигоцена, ~24 млн лет.

Очевидно, что дальнейшее изучение Чукотского моря весьма важно как с фундаментальной, так и прикладной точек зрения, связанной с высокими перспективами региона на открытие месторождений углеводородов. Исключительно полезным представляется проведение в будущем как морских, так и наземных геолого-геофизических работ при совместной интерпретации полученного материала.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00547.

The study is based on the TGS/Intergrator 2D seismic data, covered South Chukchi basin, Wrangel Arch and North Chukchi basin. The results of field works, carried out by international Russian-American-Swedish geological expedition on Wrangel Island and Chukotka Peninsula during the summer of 2006 are also taken into consideration. The present-day structure and main stages of tectonic evolution of the Chukchi Sea shelf are discussed.

**А.Ю. Гуков, П.Я. Тищенко, О.Н. Вишневская,
М.Н. Корякин, П.Д. Фукалов**

(Усть-Ленский государственный заповедник, п. Тикси, республика Саха (Якутия),
e-mail: Hsgukov@mail.ru)

**Изучение железомарганцевых конкреций бухты Тикси
моря Лаптевых**

**A.Yu. Gukov, P.Ya. Tischenko, O.N. Vishnevskaya,
M.N. Koryakin, P.D. Fukalov**

(Lena Delta Reserve, Tiksi, Respublik Yakutia-Sakha, Russia)

Investigation of concretions in the Tiksi Bay of Laptev Sea

Устьевая область р. Лены является своеобразным физическим барьером на пути движения осадочного материала от континента к морю. Здесь оседает примерно 2/3 стока речных наносов; кроме того, в данном районе находится геохимический барьер, где путем коагуляции осаждаются до 80 % растворенных в речной воде гуминовых кислот и железа, а с ними происходит осаждение и многих других элементов.

Исследование конкреций в бухте Тикси проводилось в 1999–2008 гг. в рамках экологического мониторинга моря Лаптевых. Отбор проб грунта осуществлялся с помощью дночерпателя Петерсена ДЧ-0,025 кв. м и донного трала Сигсби. Химический состав конкреций определялся в Институте Химии ДВО РАН (г. Владивосток) атомно-абсорбционным методом на приборе «Сатурн-2». Фосфор определяли на спектрофотометре СФ-46.

Плотность распределения конкреций определялась по следующей методике: пробы высушивали и после взвешивания делили на 50 равных по весу частей. В каждой из пяти выбранных произвольно частей методом прямого подсчета определяли количество конкреций. Среднюю величину умножали на количество частей и делили на площадь дночерпателя, в результате получали плотность распространения конкреций.

Фазовый анализ образцов проводился на дифрактометре «Дрон-2» при ускоряющем напряжении 40 кВ и токе 30 мА. Электронно-микроскопическое изучение образцов проводилось с помощью просвечивающего электронного микроскопа BS-540 (“TESLA”) при ускоряющем напряжении 30 и 120 кВ с применением микродифракции электронов.

Наиболее распространенными железистыми образованиями, присутствующими практически на всей площади дна бухты, были каркасы трубок полихет. Плотность их распространения от станции к станции изменялась и находилась, как правило, в пределах 50–300 экз./м². Трубки имеют в среднем длину 2–2.5 см, с внешним диаметром 3 мм и внутренним 1 мм. Некоторые экземпляры были сдвоенны. Чаще всего, трубки находились на поверхности илистого осадка. После отмучивания они приобретали цвет типичный для гидроокиси железа.

Железо-марганцевые конкреции (ЖМК) были обнаружены в южной части бухты Тикси, недалеко от о. Бруснева и у м. Косистый с плотностью распределения ~ 40 экз./м² и 240 экз./м², соответственно. Конкреции имеют неправильную округлую форму диаметром от 1 до 5 см. Поверхность скорлуповато-чешуйчатая, охристо-бурого цвета. В разрезе конкреции имеют концентрическое строение.

Основная масса осадка (около 80 %) в центральной части губы Буор-Хая представляет собой «железный песок» – гетитовые микроконкреции коричневого цвета размером от 0.1 до 1 мм эллипсоидальной, округлой, реже сплюсненной формы. Поверхность микроконкреций имеет ровный матовый (иногда трещиноватый блестящий) вид. Среди них встречаются одноразмерные кристаллы кварца и полевого шпата, покрытые тонкой пленкой гидроокислов железа. Плотность их распространения составляет около 2–106 экз./м². Здесь же были подняты лепешкообразные алевриты с плотностью распространения около 40 экз./м². Размер наибольших образцов 5х3х0.5 см. Сверху они покрыты грубой охристо-бурой корочкой толщиной ~ 0.5 мм. На изломе алевриты имеют черный цвет.

Обычно состоят из ядра и рудной оболочки концентрически-слоистого строения. Ядрами служат обломки разнообразных эффузивных и осадочных пород, органогенные остатки, раковины, зубы и кости рыб, остатки растений.

Наши исследования показывают, что в море Лаптевых большое количество конкреций образуется на органическом субстрате, какими являются раковины относительно крупных моллюсков (астарта, никания, макома и др.) Железомарганцевые конкреции бухты Тикси в основном представлены образованиями трех морфологических типов. Первый тип – это трубчатые конкреции, генетически связанные с ходами полихет. В ряде случаев такие трубки использовались как место обитания живыми червями – сипункулидами. Длина трубчатых конкреций от 3 до 6 см, внешний диаметр – 5–8 мм, внутренний диаметр – 2–5 мм. Цвет конкреций коричневатобурый.

Второй тип – по створкам моллюсков. У моллюска тридонты раковина округлая или слегка вытянутая, коричневая, равностворчатая. Периостракум матовый, грубый, шагреневый с неправильными продольными морщинками. Поверхность раковины покрыта частой нерегулярной тонкой концентрической исчерченностью; в области макушек может иметь место правильная концентрическая ребристость. Размеры тридонты: 42,2 х 27,7 х 12,3 мм. Благодаря грубой поверхности раковины и исчерченности она имеет большую площадь по сравнению с раковинами других моллюсков, таким образом, значительную площадь для реагирования с водой. Видимо, поэтому на створках тридонты чаще всего нарастают тонкие железистые корки.

Третий тип представлен лепешковидными конкрециями с галечным ядром. Конкреции этого типа представляют собой корку со скорлуповато-концентрической структурой. Размер таких лепешек колеблется в широких

пределах от 2,5–3 до 7–10 см; толщина корок – от 2–4 до 7–10 мм. Цвет корок черновато-бурый.

Наименее богаты марганцем трубчатые конкреции (Mn около 1 %); содержание марганца в лепешковидных конкрециях по створкам *Bivalvia* составляет около 5 % (максимально – до 13,4 %), а в корках лепешковидных конкреций с галечным ядром достигает 6,2 %.

Огромная роль в осаждении взвесей принадлежит организмам, населяющим устьевую область. В бухте Тикси подобной деятельностью занимаются бактериопланктон, организмы зоопланктона, донные животные – бентос.

Распределение двух главных металлов – железа и марганца, в этих образованиях наглядно демонстрирует их зависимость как от строения беспозвоночных, так и последующего нарастания на них микроколоний простейших.

Железомарганцевые образования, найденные в устьевой области р. Лены имеют возраст от 3 до 5 тыс. лет, так как образование подобных конкреций происходит на морском дне, а в это время здесь была суша. При толщине корок порядка 2–3 мм и времени накопления примерно 3–5 тыс. лет средняя скорость роста конкреций составляет 0,5–1 мм за тысячу лет. По данным Шепарда и Шнюкова, средняя скорость роста конкреций составляет 1 мм за 1000 лет, потому что толщина корок порядка 2–3 мм, по-видимому, будет соответствовать времени накопления примерно 2000–3000 лет. Наличие конкреций может говорить о времени, когда была затоплена наступающим морем суша, где ныне находится бухта Тикси.

Отличительной чертой моря Лаптевых является существование окислительно-восстановительного барьера – обогащенный кислородом слой воды (толщиной 15–20 м) и восстановительные работы. Это обстоятельство благоприятствует бактериальной деятельности, так как присутствуют питательная среда (органическое вещество в различных формах) и аэробные условия. Продуктом жизнедеятельности бактерий является перекись водорода, которая способна окислять Mn^{2+} и Fe^{2+} до гидроокислов. Для окисления Mn^{2+} необходим фермент – каталаза, который вырабатывается только несколькими видами бактерий. Этим можно объяснить преимущественное по сравнению с марганцем содержание железа в железомарганцевых образованиях.

Investigation of concretions in the Tiksi Bay was carried out in the frame of the ecological monitoring of the Laptev Sea. The chemical composition of concretions was determined by atomic absorption on “Saturn-2” device in the Chemical Institute of the Far Eastern Branch RAS (Vladivostok).

The most common iron-bearing formations found all over the sea floor of the bay are polychaet tubes. On the average their abundance varies between stations and is equal to 50–300 specimens/m². The average length of the tubes is 2–2.5 cm with the outer and inner diameters being 3 and 1 mm, respectively. Fe-Mn concretions found in the southern Tiksi Bay are distributed with a density of 40–240

240 specimens/m². Concretions have uneven roundish outline with a diameter of 1–5 cm. Fe-Mn formations found in the nearshore area around the Lena River have an age of 3–5 ka as they are formed on the sea floor and the average rate of concretions formation is known to be 0.5–1 mm per thousand years. Thus, concretions with a 2–3 mm thick Fe-Mn crust will be formed during 2000–3000 years. The Laptev Sea region is distinguished by the presence of redox barrier – the oxygen-rich water layer with a thickness of 15–20 m and reduction processes. These conditions favor bacterial activity due to the presence of organic matter in different forms and anaerobic conditions. Bacterial activity produces H₂O₂ which is able to oxidize Mn²⁺ and Fe²⁺ producing hydroxids. Oxygenation of Mn²⁺ demands katalaza produced by only several bacterial species. This is the reason why Fe dominates over Mn in Fe-Mn concretions.

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

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

Трансгрессивные этапы развития шельфа Восточной Арктики в кайнозое

V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova

(Geological Institute RAS, Moscow)

Transgressive stages in Eastern Arctic shelf evolution for Cenozoic

Трансгрессивные явления представляют собой значимые события в истории изменения природной среды. В то же время вопросы количества трансгрессий их возраст и границы распространения остаются дискуссионными. На севере Европейской части России установлена пространственно-временная асимметрия в распространении четвертичных морских трансгрессий. Морские бассейны меняли свою глубину, и можно сказать мигрировали с востока на запад от раннего неоплейстоцена к позднему неоплейстоцену [1].

Помимо литературных данных, в работе использован фактический материал, собранный в дельте р. Лена и на Новосибирских островах М.Н. Алексеевым, известным ученым, много лет занимавшимся проблемами шельфа. Также к работе привлекались аналитические данные по кайнозойским разрезам севера Якутии любезно предоставленные нам А.С. Сергиенко.

В Восточной Арктике, как и в других областях мирового океана, трансгрессивные события имели сложный и неоднозначный характер. Восстановление морских условий и экстраполяция этих данных в смежные области требует большой осторожности. Эоцен-раннеолигоценовое время характеризуется развитием трансгрессии с формированием морских и прибрежно-морских отложений в области современного шельфа и приморских впадин.

Фации с морскими диатомеями отмечаются в разрезах Быковской протоки, Кенгдейского грабена, Зырянской впадины, о. Новая Сибирь, указывая на проникновение моря местами южнее современной береговой линии [2; 3]. Ранний и начало позднего олигоцена характеризуется развитием морских фаций у края современного шельфа. В восточном секторе шельфа Чукотки две разновозрастные трансгрессии начала и конца олигоцена выявлены в низовьях Колымы. Обе трансгрессии совпадали с этапами резкого похолодания, что свидетельствует о вероятной тектонической природе. Узкий залив протягивался вдоль гор Западной Чукотки в конце олигоцена [2].

Заключительный этап миоцена в Восточной Арктике, совпадающий по времени с мессинским кризисом, ознаменовался обширной регрессией, активным развитием эрозии на осушенном шельфе, понижением температур, установлением ледового режима в акватории Северного Ледовитого океана [2]. Вопрос обстановки осадконакопления в позднем миоцене в Восточной Арктике является дискуссионным. По данным атласа палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» [2] это было время развития обширной регрессии. Уровень моря находился приблизительно около изобаты 300 м [4]. По мнению других исследователей [5] в конце раннего в начале среднего миоцена морские бассейны распространялись в пределах шельфа Восточно-Сибирского и восточной части моря Лаптевых, а в районе п-ова Святой Нос накапливались прибрежно-морские мелководные осадки – алевриты и глины с большим количеством растительных остатков и сублиторальной флорой диатомей. Ингрессионные морские заливы глубоко проникали по долине Колымы, на что указывают морские диатомеи и фораминиферы, частично во вторичном залегании. Границы позднемиоценового бассейна по данным Е.И. Поляковой [5], устанавливаются в пределах Ванкаремской и Вальарайской низменностей, а также в районе Чаунской губы. По данным О.Д. Трегубова [6] в миоцене на севере Чукотки существовали Ванкаремское море и Колючинско-Мичегменский пролив (Чаунское море) и Амгуэмское море-озеро. Обнаружено наличие морских фаций позднего миоцена и континентальных осадков плиоцена в Чукотском море [7]. Это свидетельствует о запаздывании проявления глобальных событий в этом регионе в восточном направлении и о сложном рельефе шельфа и приморских низменностей, что дает не однозначную интерпретацию данных по реконструкции природных условий.

В плиоцене обширная трансгрессия привела к смещению береговой линии к югу от современной. Море достигало о-вов Северной Земли, северной части Таймырского полуострова (м. Челюскин, бас. Нижней Таймыры). В виде залива оно проникало в северную часть Лаптевского шельфа, достигая западной оконечности о. Большой Ляховский [1]. Трансгрессивные условия восстанавливаются на Новосибирских островах. Разрезы неогеновых отложений о. Фаддеевский характеризуются как осадки, слагающие поверхность морской равнины (возможно, с фрагментами континентальных). Они выде-

лены в самостоятельную канарчакскую толщу (плиоцен – нижний неоплейстоцен), мощность их увеличивается от первых десятков на юге, до 47 м на севере острова. Ритмичная монотонная слоистость толщи, сложенной алевритами, песками с редкой галькой, илами, включениями бурых углей, выдержанная на значительном пространстве вдоль северного берега острова, свидетельствует о лагунном и прибрежно-морском характере осадков. В верхней части толщи встречены многочисленные обломки диатомей морского сублиторального вида, характерные для отложений арктических и субарктических морей плиоцен – четвертичного возраста. В канарчакскую толщу на о. Фаддеевском вложены, по мнению М.А. Алексеева [8] более молодые осадки (несомненно, отделенные от канарчакских значительным перерывом) со следами криогенных процессов. Это вероятно, континентальные, аллювиальные и дельтовые осадки, по данным некоторых исследователей [9] прибрежно-морские. В настоящей работе проведено детальное литолого-минералогическое исследование разрезов на северном побережье о. Фаддеевский, в 2,5 км к юго-востоку от устья р. Канарчак. Геологический разрез обнажения представлен толщей переслаивания песков и алевритов с примесью глин и лигнитизированных включений, с хорошей сортировкой и окатанностью материала, преобладающей горизонтальной, субгоризонтальной и волнистой слоистостью. Встречается редкая галька местных покровов, мелкая, окатанной уплощенной формы. Среди минералов тяжелой фракции преобладает в целом вулканогенно-метаморфический комплекс материковых пород (в порядке убывания: гранат, амфибол – роговая обманка, минералы группы силлиманита-андалузита, турмалин, железистый карбонат-сидерит, пироксены, циркон, биотит, титаномагнетит, в нижней части разреза появляется оливин). Глинистые минералы представлены достаточно однообразной ассоциацией, куда входят (по уменьшению содержания) слюда, хлорит, смешанослойный иллит-сметтит и каолинит. При этом отмечается различие в составе глин нижней и верхней части разреза, после границы размыва, в нижней пачке присутствует смешанослойный иллит-сметтит, не обнаруженный в верхах разреза. Разрез в целом представляет осадки морской равнины. Нижняя его часть, по всей вероятности, соответствует прибрежным мелководным, полуизолированным, лагунным фациям. Здесь в динамически спокойных условиях накапливались песчанистые илы с линзами лигнита, для которых характерно образование смешанослойной фазы иллит-сметтита. Верхняя часть разреза соответствует отложениям последовавшей трансгрессии, которая привела к размыву некоторой части осадков и поглощению этих прибрежных водоемов фронтальной частью наступающего моря. На начальном этапе трансгрессии осадки более грубозернистые, появляется галька, детрит морских раковин, из состава глин исчезает измененная фаза смешанослойного иллит-сметтита. Трансгрессия была, по всей вероятности, поступательной, т.к. границы размывов прослеживаются в разрезе еще дважды по направлению к кровле

В начале среднего неоплейстоцена в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском устанавливается трансгрессивный режим. Береговая линия располагалась в Лено-Анабарском междуречье, в низовьях Индигирки и Колымы южнее современной [2].

В позднем неоплейстоцене развивается обширная казанцевская трансгрессия, отложения которой хорошо идентифицируются по фауне. Образования этой весьма тепловодной трансгрессии имеют широкое распространение. На тектонически стабильных побережьях высота террасы казанцевского времени составляет 7–8 м над современным уровнем моря. В районах с активной тектоникой террасы и отложения этой трансгрессии местами оказываются поднятыми на высоту 50 м и даже более 100 м. Для Чукотского моря следы распространения первой поздненеоплейстоценовой трансгрессии встречаются реже. В шельфовых осадках Чукотского моря определены умеренно-теплолюбивые и холодолюбивые диатомеи [10].

Анализ данных по гипсометрическому распределению средневаладайских образований морского генезиса определяет большой высотный разброс локализации этих отложений. Повторное исследование некоторых «каргинских» морских, озерных и аллювиальных разрезов в Западной Сибири показало присутствие тепловодной фауны, характерной для отложений казанцевской трансгрессии. Эти находки наряду с гипсометрической характеристикой осадков и заново определенный абсолютный возраст позволили отнести часть этих образований к отложениям казанцевской трансгрессии [11]. На северном побережье Таймыра морские каргинские отложения встречаются по долинам рек. В Хатангском заливе по данным бурения и донного опробывания эти осадки имеют мощность до 17 м и распространены по всей акватории залива [12]. На западном побережье о. Котельный прослеживается морская терраса, отложения которой характеризуются радиоуглеродной датой 36400 ± 500 л. В море Лаптевых морская граница каргинской трансгрессии имела на западе ингрессионный характер, далее проходила между Ляховскими и Новосибирскими островами. Через Восточно-Сибирское море она постепенно приближалась к современной границе материка в области Чукотского моря [13]. После последнего ледникового максимума началось постепенное наступление морских вод на поверхность шельфа, превысивших современный уровень в середине голоцена.

Трансгрессивные этапы в развитии шельфа, как любое природное явление, при реконструкции вызывают значительные трудности. В Восточной Арктике помимо рельефа часто определяющего ингрессионный характер границы суша-море, значительное влияние оказывает тектоническая активность территории. В областях с устойчивым тектоническим опусканием формируются моря – озера, значительные проливы, заливы, протягивающиеся на огромные расстояния. Все это создает сложную картину распределения морских образований. Неточность в определении возраста, стадийность этих явлений, еще более осложняет реконструкцию трансгрессивных событий.

1. Садчикова Т.А., Чистякова И.А. Позднекайнозойские морские трансгрессии на южной части шельфа Баренцева моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–142.
2. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» / Гл. ред. Алексеева М.Н.. Великобритания. Робертсон Груп. Лландидно, 1991. Т. 2. 129 листов
3. Сергиенко А.И., Гриненко О.В., Прокопьев А.В. и др. Нижний олигоцен Зырянской впадины // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 80–84.
4. Гусев Е.А., Мусатов Е.Е., Рекант П.В. и др. Кайнозойский этап развития шельфа моря Лаптевых // Тезисы докладов XIII международной школы морской геологии. Москва. 1999. Т. II. С. 27–30.
5. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный Мир, 1997. 145 с.
6. Трегубов О.Д. Геоморфологические, морские и гляциологические барьеры в истории формирования тундровых ландшафтов Чукотки // Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 327–330.
7. Гусев Е.А., Попов В.В., Иосифиди А.Г. и др. Строение верхнекайнозойского осадочного чехла арктического шельфа Чукотки // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. С. 93–97.
8. Алексеев М.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов // Четвертичный период. Стратиграфия. М.Наука, 1989. С. 159–168.
9. Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. С. 30–40.
10. Алексеев М.Н., Друиц В.А. Климатические события казанцевского межледникового и голоцена восточной части российского шельфа и Сибири // Бюл. Комиссии по изуч. Четвертичного периода. № 64. 2001. С. 78–88.
11. Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1207–1220.
12. Черкашев Г.А., Кошелева В.А., Булдаков С.В. и др. Особенности строения и состава четвертичных отложений Хатангского залива моря Лаптевых // Геология полярных областей земли. Мат-лы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 284–288.
13. Друиц В.А. Распространение средневалдайской трансгрессии на шельфе арктических морей // Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 105–106.

In the Eastern Arctic marine transgressions had complicated regime for Cenozoic. The existence of sea-lakes, large bays and long straits with different width during this time makes the reconstruction the boundary land-sea rather difficult.

**О.В. Дударев¹, А.Н. Чаркин¹, И.П. Семилетов^{1,2}, J. Vonk³,
Ö. Gustafsson³, P. Andersson⁴**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ТОИ, Владивосток, dudarev@poi.dvo.ru, ²Международный Арктический центр, Университет Аляска-Фэрбанк, США, ³Стокгольмский Университет, Швеция, ⁴Лаборатория изотопной геологии, Музей Естественной истории, Стокгольм, Швеция)

Восточно-Сибирский шельф: особенности современного морфолитогенеза

**O. Dudarev¹, A. Charkin¹, I. Semiletov^{1,2}, J. Vonk³,
Ö. Gustafsson³, P. Andersson⁴**

(¹Pacific Oceanological Institute, POI, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia, dudarev@poi.dvo.ru, ²International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, USA, ³Department of Applied Environmental Science (ITM), Stockholm University, Sweden, ⁴Laboratory for Isotope Geology, Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden).

East-Siberian Shelf: features of the recent morpholithogenesis

Из-за своего широкого шельфа (600–800 км в пределах 100 м изобаты) и наибольшей ледовитости Восточно-Сибирский шельф (ВСШ) до сих пор остается слабо изученным. Поэтому имеющиеся к настоящему времени карты донных осадков весьма схематичны и охватывают преимущественно приконтинентальную часть ВСШ [1–5]. В 2006 г. опубликована карта, подготовленная на основе результатов исследований шести экспедиций ТОИ в Восточно-Арктические моря России [6].

Ледовая обстановка в августе-сентябре 2008 г. позволила охватить наблюдениями не только ВСШ, но его материковый склон до глубины 200 м. Новые данные были получены в рамках проведения российско-шведской экспедиции на борту гидрографического судна «Яков Смирницкий».

На предлагаемой карте (рис. 1) литологическая структура распределения донных осадков не претерпела существенных изменений. Она отражает ранее отмеченную региональную особенность седиментогенеза – пространственную выдержанность размерной структуры донных осадков, вне зависимости от удаленности побережья [1, 5–6]. Причины данного обстоятельства объясняются спецификой восточно-арктического перегляциального морфолитогенеза:

– длительностью подледного режима седиментации;

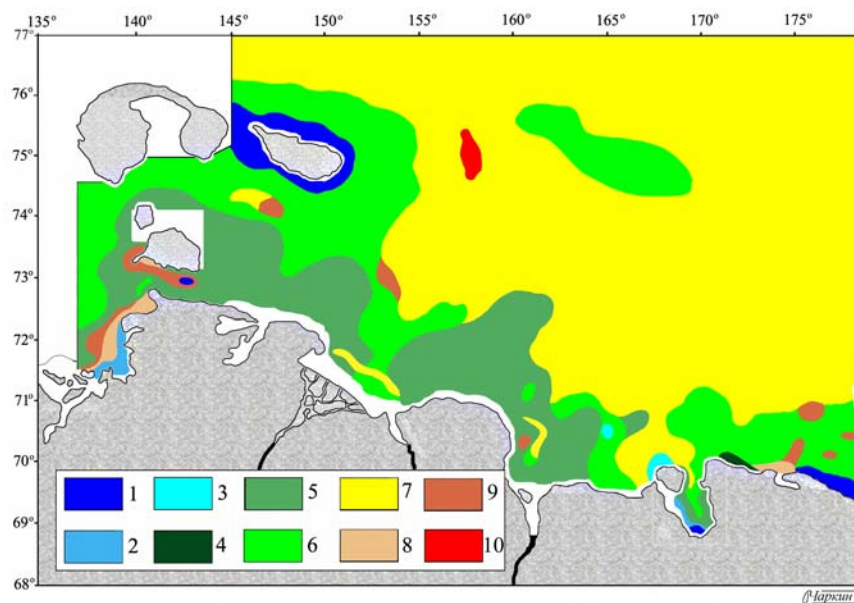


Рис. 1. Донные осадки Восточно-Сибирского шельфа

Литологические типы поверхностных осадков: 1 – псаммит среднезернистый, 2 – псаммит мелкозернистый, 3 – псаммит алевритовый, 4 – псаммит пелитовый, 5 – алеврит пелитовый, 6 – пелит алевритовый, 7 – пелит, 8 – миктит псаммитовый, 9 – миктит алевритовый, 10 – миктит пелитовый

- выровненностью рельеф дна и его предельно малыми уклонами;
- в бассейне водосбора находятся мощные источники тонкозернистого терригенного материала – речная взвесь и продукты разрушения ледового комплекса. Нормализованный размерный состав осадочного материала из этих поставщиков соответствует алевриту пелитовому.

Формирование дисперсных пелитов (рис. 1) обусловлено гравитационным осадением взвеси в стабильных условиях подо льдом, т.е. вне области развития волновых процессов. Подобные осадки также слагают периферию подводных конусов выноса (продельт) рек Яны, Индигирки, Алазеи и Колымы.

Граница обширного поля осадков подледной седиментации на востоке моря отражает среднеегодовое положение кромки дрейфующих льдов и приурочена к глубинам 25–30 м. В районе острова Айон распространение дисперсных илов достигает побережья, что обусловлено «теневой» седиментационной обстановкой. Она возникает в периоды, когда Айонский массив паковых льдов подходит к береговой черте. Как результат – частая встречаемость в осадках гальки и гравия криозоля.

После пелитовых осадков по встречаемости лидируют алеврит пелитовый, распределение которого не соответствует циркумтерральной зонально-

сти окраинно-морского седиментогенеза. Замещение в дистальном направлении пелита алевроитового на алевроит пелитовый может указывать на изменения условий седиментации. Они могут быть обусловлены воздействием фронтальной зоны между Сибирским Прибрежным течением и шельфовыми водами. Это дает основание выделять раздел в качестве совмещенного биогеохимического и седиментационного барьера. Выявленный характер распределения указанных типов илов может нарушаться под воздействием стоковых течений из речных дельт.

Небольшие по площади ареалы псаммитов алевроитового и пелитового, миктитов псаммитового и пелитового маркируют участки вытаивания криозоля в ходе дрейфа и разрушения полей припайного льда.

В средней части шельфа на глубинах 44–67 м выявлены ареалы миктита алевроитового. По сравнению с окружающими пелитовыми осадками они характеризуются появлением мелкопсаммитовой фракции (1–17 %), почти двукратным увеличением содержания алевроитовых частиц и 1.5–2-х кратным снижением пелита.

Происхождение ареала осадков типа миктита алевроитового вблизи восточной окраины острова Новая Сибирь вероятно связано с существованием разводьев Сибирской заприпайной полыньи (рис. 1, 2).

Уникальность существования феномена открытой воды вдоль массивов припайных льдов состоит в аэрации придонных вод, а также в обогащении вод биогенными элементами под воздействием вертикального конвективного перемешивания. Таким образом, здесь формируется зона высокой биопродуктивности. Понятно, что содержание алевроитовых частиц в осадках полыньи контролируется вкладом планктонных сообществ. Данный вывод подтверждается сведениями по содержанию в осадках органического углерода и его изотопному составу.

Ближние к аседиментогенным литодинамические условия (оконтурены по залеганию псаммитов) имеют локальное распространение и приурочены к участкам интенсивной динамики придонных вод. Это подводные банки – останцы субаэрального рельефа и эрозионные желоба в проливах, с реликтовыми среднезернистыми псаммитами, а также современные псаммиты зон волнового шлихования на подводном береговом склоне (например, в Чаунской губе).

Важной чертой морфолитогенеза на ВСШ, кроме близости литологического состава донных осадков, являются низкие скорости осадкообразования. Это указывает на относительную сбалансированность эрозионных и аккумулятивных процессов на выположенном пространстве шельфа. Расчетные оценки скорости осадконакопления соответствуют условиям подледной седиментации при дефиците поступления вещества [6].

1. Aksenov A.A., Dunaev N.N., Ionin A.S. et al. Eurasian Arctic Shelf in Late quaternary. Moscow: Nauka. 1987. 277 pp. (in Russian).

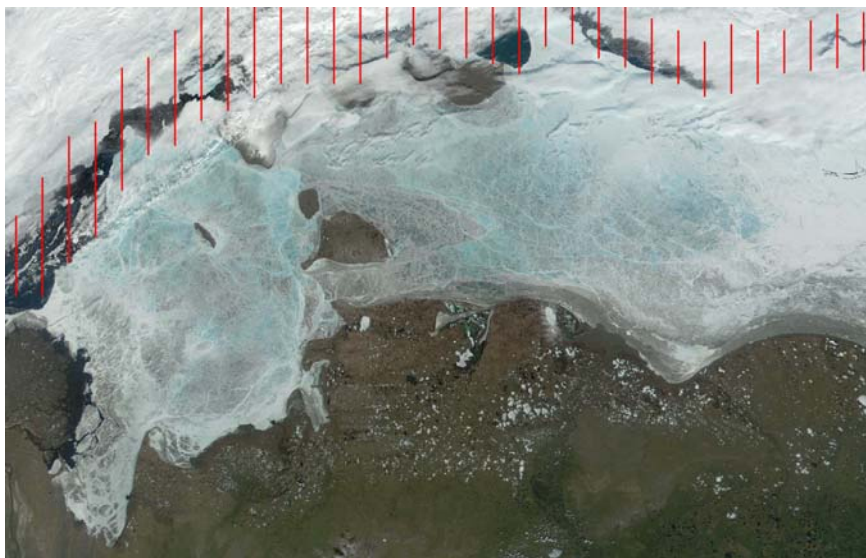


Рис. 2. Положение Сибирской полынью в июле 2001 г. (показана штриховкой). Снимок MODIS

2. Atlas of the Northern Ice Ocean bottom sediments. Leningrad. GUNIO. 1981 (in Russian).
3. Geology and mineral resources of the Russian Shelves. Moscow: GEOS. 2002. 425 pp. (in Russian).
4. Kosheleva V.F., Yashin D.S. Bottom sediments of the Russian Arctic Seas. Sankt Peterburg. 1999. 286 pp. (in Russian).
5. Pavlidis Yu.A., Szherbakov F.A. Recent sediments of the Eurasian Arctic Seas // Oceanology. 2000. Vol. 40. № 1. P. 137–147.
6. Dudarev O.V., Semiletov I.P., Charkin A.N., Botsul A.I. Deposition settings on continental shelf of the East Siberian Sea // Doklady Earth Sciences. Pleiades Publishing. 2006. Vol. 409A. № 6. 1000–1005.

The last new data about bottom sediments ESS have been received by the joint Russian & Sweden expedition on the board of the Russian hydrographical vessel 'Jacob Smirnitskiy'. Those works have been carried out in the limits of the International Siberian Shelf Study Project (ISSS-2008).

**О.В. Дударев¹, А.Н. Чаркин¹, И.П. Семилетов^{1,2},
Ö. Gustafsson³**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ТОИ, Владивосток, dudarev@poi.dvo.ru, ²Международный Арктический центр, Университет Аляска-Фэрбанк, США, ³Стокгольмский Университет, Швеция,

**Восточно-Сибирский шельф: особенности стратификации
вод придонного нефелоида**

O. Dudarev¹, A. Charkin¹, I. Semiletov^{1,2}, Ö. Gustafsson³

(¹Pacific Oceanological Institute, POI, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia, dudarev@poi.dvo.ru, ²International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, USA, ³Department of Applied Environmental Science (ITM), Stockholm University, Sweden.

**East-Siberian Shelf: features of the near bottom water
stratification**

В рамках российско-шведского проекта «International Siberian Shelf Study» (ISSS-2008) в августе–сентябре 2008 г. на шельфе Восточно-Сибирского моря выполнен обширный комплекс междисциплинарных наблюдений.

При седиментологических исследованиях для отбора донных осадков использовалась вдвоенная гравитационная трубка GEMAX (производитель Oy Kart AB, Finland). Ее конструктивное решение позволяло захватывать в прозрачные PVC-вкладыши колонку донных осадков и придонную воду, которые герметично блокировались при отрыве от дна по принципу батометров Van Veen. Эффект взмучивания при пробоотборе минимизирован.

Некоторые типовые структуры вертикального распределения взвеси для западной части шельфа Восточно-Сибирского моря (ВСМ) приведены на рис. 1. Данные получены CTD-зондом, оснащенный турбидиметром. Дискретность регистрации по водной толще 10 см.

Результаты наблюдений на 22 станциях с помощью пробоотборника GEMAX позволили выявить особенности тонкой ламинации взвесенесущих вод в 1 м от дна.

Выявленные типы слоистости по содержанию взвеси в области неопределенности (1 м от дна) представлены на рис. 2.

Слой III (между подошвой термохалоклина и 1 м от дна). Регистрируется турбидиметром и CTD-зондированием, также как слои I и II. Диапазон значений ВМ сопоставим с содержанием взвеси у подошвы термохалоклина и составляет 0.7÷3.5 мг/л (среднее 2.1 мг/л).

Независимо от характера стратификации вод в 1 м толще придонных вод проявляется эффект ламинации по ВМ в виде слоев IV, V и VI (рис. 2а, б – умеренно стратифицированные воды; рис. 2 в, г – перемешанные воды).

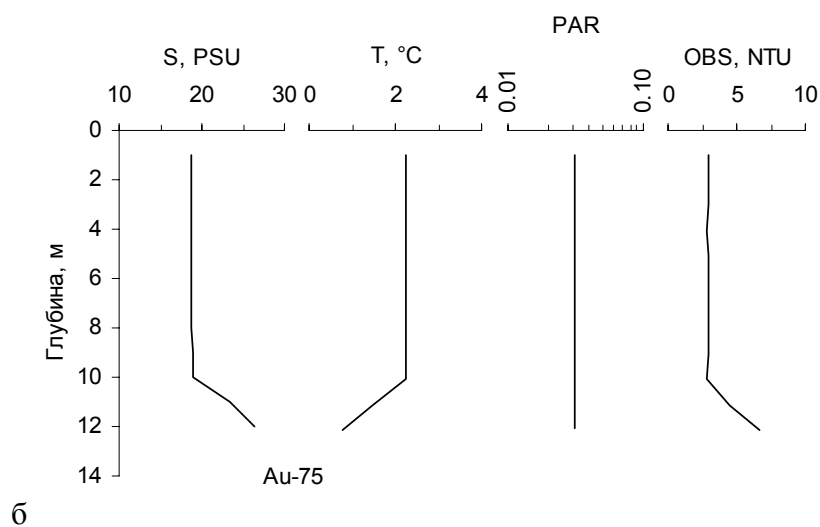
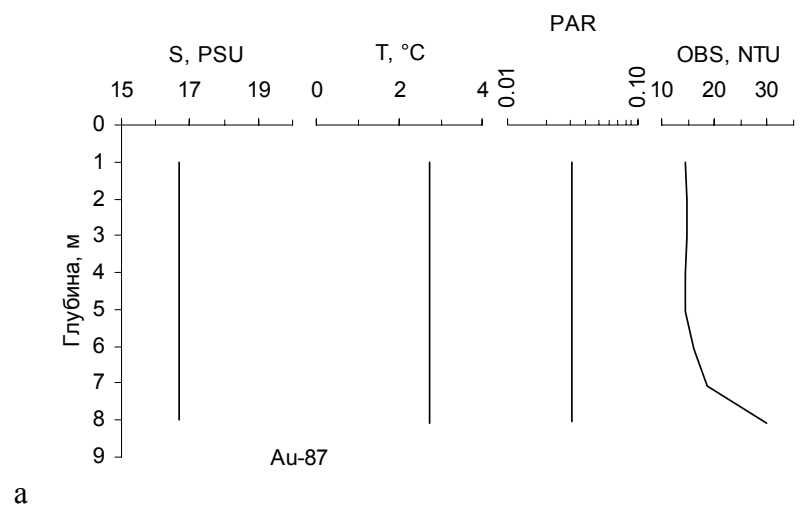


Рис. 1. Примеры вертикального распределения взвеси и термохалинных параметров для перемешанных (а) и умеренно стратифицированных вод (б).
Слой I (от поверхности воды до 7-12 м - верхней границы термохалоклина).
 Содержание взвеси (ВМ) 0.2÷6.5 мг/л (среднее 2.1 мг/л).
 Переходный **слой II** (горизонт термохалоклина, как правило мощностью 1-3 м)

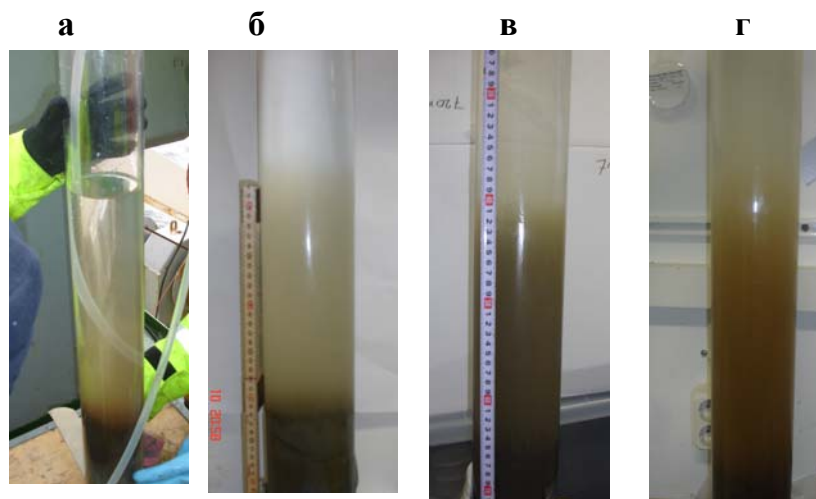


Рис. 2. Типы тонкой ламинантной структуры вод придонного нефелоида

Относительно вышележащего слоя III значения ВМ в **слое IV** (40–70 см от дна) возросли в $3\div 315$ раз, а диапазон составил $9.1\div 73.2$ мг/л. Мощность нижележащего **слоя V** в 84% случаев варьировала от 25 до 30 см, реже от 10 до 40 см. Диапазон значений ВМ расширился до $20.2\div 155$ мг/л (увеличение в среднем в 3.5 раза). В 1–2 см от дна алевритово-пелитовые осадки повсеместно перекрывает слой наилка (**слой VI**). По объективным причинам содержание взвеси в этом придонном пограничном слое измерить крайне трудно. Согласно визуальным оценкам насыщение слоя осадочным материалом в нем достигало состояния «жидкого ила».

Устойчивый рост содержания взвеси, как видно, начинается под термохалоклином, на что указывает ряд осредненных величин ВМ: 2.1 мг/л (слой I)→2.1 мг/л (слой III)→23.3 мг/л (слой IV)→66.1 мг/л (слой V). Среднее увеличение значений ВМ от слоя II к слою V достигает 32 раз. Расчетные вертикальные градиенты изменения ВМ между слоями III и IV колебались от 0.9 до 7.1 мг/л/см, а между IV и V – от 0.7 до 11.0 мг/л/см. Эти показатели между слоями I и II варьировали в пределах 0.0003–0.011 мг/л/см, что в $645\div 3000$ раз ниже по сравнению с градиентами ВМ между слоями III и IV. Часто отмечались инверсии значений градиентов, когда содержание взвеси в поверхностном слое I было выше, чем в слое III (значения градиентов $-0.001\div -0.003$ мг/л/см; встречаемость 45 %). В 8 % случаев градиенты между слоями I–III отсутствовали.

Полученные данные свидетельствуют, что типично нефелоидные воды с содержанием взвеси >10 мг/л (при слабом волнении или его отсутствии) при-

урочены к метровому придонному горизонту. Наличие высоких градиентов изменения значений ВМ говорит о существовании как минимум 3 барьеров между слоями III–IV, IV–V и V–VI. Их поддержание вероятно обусловлено различиями плотностной, соленостной и термохалинной стратификации. В научной литературе барьеры такого типа именуются литоклином [1, 2]. То, что тонкая придонная стратификация возможна, отмечено авторами на одном из участков ВСМ, где зарегистрирован рост S в слое IV на 3 ‰ и понижение T на 2–2.6°C. Отсюда следует ожидать соответствующих изменений T, S, ВМ и плотности нефелоида в слое V и особенно в VI (наилот).

Мощный литоклин в придонном пограничном слое «жидкого ила» подавляет турбулентность, затрудняет процессы вертикального теплообмена и может ограничивать донную эрозию. В этих условиях при отсутствии внешнего воздействия, флоккулы и агрегаты взвеси мобилизуются в единую структуру и над равнинных участках шельфа осаждаются, переходя в слабосвязный водонасыщенный осадок. Даже слабые уклоны дна способны вызвать гравитационное и гидрогенное перемещение «жидкого ила» на более низкие гипсометрические уровни. Действительно, воды с наиболее высокими вертикальными градиентами изменения ВМ в придонном нефелоиде формируются вдоль крутосклонных участков за пределами нижней границы воздействия на дно волновых процессов, как например борта Колымско-Чаунского желоба, палеодолины реки Индигирки. Транспорт подобного вида часто является основным на приконтинентальном шельфе, однако надежных моделей этого переноса до сих пор не имеется [3].

Таким образом, придонный нефелоид на шельфе ВСМ четко дифференцирован по вертикали на несколько взвесенесущих слоев, которые вероятно отражают различия соленостной, температурной и плотностной стратификации вод. Ранее наличие тонкой ламинации вод по этим признакам выявлено при лидарном зондировании толщи вод в заливе Петра Великого, Японское море [4], а также по результатам экспозиции седиментационных ловушек на черноморском шельфе СССР и Болгарии [5–7]. В Амурском заливе (Японское море) зафиксировано 18-кратное увеличение масс осадочного материала в 20 см от дна по сравнению с 40, 60, 80, 100 и 120 см горизонтами. Такая закономерность характеризовалась временной квазиустойчивостью, поскольку не зависела от длительности экспозиции ловушек (суток, месяца, года). Аналогичные результаты были получены и для мелководья Сейшельских островов, авандельты реки Меконг [6–8].

Выявленная тонко ламинарная структура распределения взвеси в нефелоидном слое расширяет имеющиеся представления о потоках осадочного материала в придонных водах Восточно-Сибирского шельфа.

1. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1966. 244 с.
2. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
3. Prediction of Cohesive Sediment transport and bed dynamics in estuaries and

coastal zones with Integrated Numerical Simulation models // Newsletter Issue. MAST III. 1998, № 1, Belgium, 1998. 20 p. Выявленная тонко ламинантная структура распределения взвеси в нефелоидном слое расширяет имеющиеся представления о потоках осадочного материала в придонных водах Восточно-Сибирского шельфа.

4. Навроцкий В.В., Лазарюк А.Ю., Малышев А.А. Упорядоченность структуры гидрофизических параметров и внутренние волны вблизи границы шельфа // ДА СССР. 1989. Вып. 309. № 1. С. 187–191.

5. Анцыферов С.М., Косьян Р.Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М.: Наука, 1986. 224 с.

6. Likht F.R., Dudarev O.V. About thin stratification of suspended carried water in the shallow water part // Abstr. of 3rd Pacific School on Marine Geology. Vladivostok. 1987. P. 131–131.

7. Likht F., Alekseev A., Dudarev O. Suspended carried fluxes and thin laminated stratification of water masses on the shelf // Abstr. of 6th Annual Meeting PICES. 1997. Pusan, Republic of Korea. P. 71.

8. Аникиев В.В., Шумилин Е.Н., Дударев О.В. и др. Пространственная изменчивость распределения литологических характеристик и химических элементов в донных осадках шельфа Южно-Китайского моря, примыкающего к дельтам рек Меконг-Сайгон // Геохимия. № 9. 2004. С. 1301–1318.

Features of the thin laminate structure of suspended particular materials distribution in the bottom water of the East-Siberian Shelf are considered.

**Н.Н. Дунаев¹, Д.Н. Айбулатов², А.А. Воронцов³,
И.О. Леонтьев¹, Т.Ю. Репкина²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: dunaev@ocean.ru,

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: gidroden@mail.ru,

³ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета, Обнинск, e-mail: vorv@meteo.ru)

Морфодинамика береговой зоны Карского моря в XXI веке

**N.N. Dunaev¹, D.N. Aibulatov², A.A. Vorontsov³,
I.O. Leont'yev¹, T.Yu. Repkina²**

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ²Moscow State University,

Geographical Department, ³Institut of Hidrometeorogikal Information, Obninsk)

Morphodynamic of coastal zone of the Kara Sea in XXI century

Эволюция морской береговой зоны [1] обусловлена, главным образом, гидрокинематикой уровня Мирового океана, климатом и такими особенностями зоны сопряжения суши и акватории, как геологическое строение, новейшая тектоника и производными от них исходным рельефом и гидрологическим режимом соответствующего бассейна.

К настоящему времени известно, что климат постоянно находится в квазициклических колебаниях разного масштаба, и пока нет отчетливого определения их иерархичности и строго выверенной последовательности, как и конкретного ранга климатического квазицикла (и тем более его фазы), в котором в настоящее время находится Земля. Известно, что с середины XIX века он характеризуется *состоявшимся* после Малого ледникового периода XV–XIX вв. потеплением, осложняемым квазициклами 30–40-летней и 11±2-летней продолжительности с их похолоданиями и повышениями температуры приземного воздуха от среднепогодных её значений. Поэтому даже на не столь далекую перспективу, как XXI век, существует множество, часто взаимоисключающих, прогнозных климатических сценариев, в том числе с привлечением *преувеличенной* роли т.н. "парникового эффекта" техногенной природы. Похожая ситуация сложилась и с оценкой гидрокинематики уровня Мирового океана и Северного Ледовитого (СЛО), в частности. Представления о его колебаниях в голоцене по мере достижения современного состояния также противоречивы, как и оценка современной тенденции - находится он в квазистабильном состоянии, понижается или повышается и с какой скоростью. Применительно к конкретным морям СЛО тоже нет однозначного ответа [2]. Существует разброс мнений и в оценке молодых тектонических движений зоны сопряжения суши и моря: от признания дифференцированного проявления вертикальных движений до преобладающего опускания или, наоборот, поднятия. В такой ситуации прогнозировать развитие МБЗ в XXI в., опираясь, как это происходит в настоящее время, на доминирующие представления о глобальном потеплении техногенной природы и сопряженном повышении уровня Мирового океана, равносильно

заданию. Уверенно можно говорить лишь о приуроченности современных МБЗ к конкретным новейшим структурным формам (СФ) с их динамикой, геологическому разрезу, исходному рельефу суши и палеогеографически прослеженным особенностям регионального экзоморфогенеза. В этой связи при прогнозе развития МБЗ главного внимания заслуживают региональные исследования с построением неотектонической модели на зону сопряжения суши и моря по структурному принципу как наиболее приближающие к истине. Такие исследования помогут определить, как скоро, например, береговая линия перейдет с одной СФ на другую, либо на другой элемент той же СФ (с одного крыла на другое и т. п.), ввести коррективы в расчет направления и скорости продвижения береговой линии с учетом исходных уклонов рельефа, запасов неконсолидированных отложений и др.

На данный момент нет оснований принять точку зрения о том, что на протяжении XXI в. глобальное потепление будет возрастать, а не прекратится в ближайшие годы и что уровень Мирового океана, а значит и северных морей, будет неуклонно повышаться с неясной скоростью и амплитудой. Больше оснований полагать, что по сравнению с XX веком экзогенные условия развития северных берегов России, включая гидрокинематику морского уровня, в которой ряд исследователей усматривает неравномерную положительную осцилляцию в 9 см за 100 лет (с 1880 г., с начала т. н. индустриальной эпохи), принципиально не изменятся. По-прежнему будут проявляться слабо влияющие на колебания морского уровня климатические эпизоды, обусловленные 11 ± 2 -летними полуциклами солнечной активности и 35-40-летние квазициклы с их максимумами и минимумами. Экзодинамика берегов даже в условиях многолетнемерзлых грунтов будет больше определяться режимом ветровой энергии. Рассматривая в таком ракурсе ситуацию в зоне сопряжения моря и суши, становится очевидным, что её развитие в XXI в. будет предопределено в значительной мере вертикальными движениями новейших СФ. При этом направленность, скорость и величину смещения берегов с учетом геолого-геоморфологического строения и локальной гидродинамики можно корректировать по И.О. Леонтьеву [3].

Береговая зона Карского моря наиболее уязвима на участках, приуроченных к Западно-Сибирской плите, приморская область которой относится к Ямало-Гыданской синеклизе, прослеживающейся в акваторию до Новоземельско-Таймырского геоблока (структурного порога). МБЗ характеризуется здесь развитием аккумулятивных и абразионных, (преимущественно термоабразионных) берегов, формирующихся в условиях высокой степени фациальной изменчивости слагающих их рыхлых отложений с преобладанием песчаной, алевроитовой и пелитовой фракций. Сопоставление морфолитодинамических районов с оригинальной картографической моделью новейшей тектоники региона показало, что их контуры обнаруживают большое сходство со структурными границами.

Анализ современных колебаний уровня Карского моря был выполнен по материалам наблюдений гидрометеостанций, расположенных на о. Визе (1977–2005 гг.) и м. Челюскин (1977–1996 гг.). Выбор указанных постов наблюдений был обусловлен их значительной удалённостью от влияния речного стока. Так, по измерениям на о. Визе установлено, что с 1977 по 1988 гг. уровень моря колебался в пределах 10–12 см, не обнаруживая направленной тенденции к повышению или опусканию. С 1988 по 1994 г.г. он поднялся на 24 мм (более 3 мм/год), а затем начался его спад до 1997 г. на 10 см и последующее слабое повышение с колебаниями в пределах тех же 10–12 см. Преобладание положительных флуктуаций приурочено к июлю–сентябрю. Общая среднееголетняя тенденция динамики морского уровня направлена на его повышение со скоростью 0,7 мм/год (без учёта неотектонического фактора). Для учета последнего привлекались материалы по региональной геолого-геоморфологической обстановке в районах указанных постов. Наличие низких морских уровней поверхностей, позднего неоплейстоцена и голоцена даёт основание считать, что места расположения постов наблюдений испытывают тенденцию к поднятию. Направления и скорости новейших тектонических движений в условиях геодинамического режима платформенных плит характеризуются унаследованностью. Поэтому можно допускать, что тектонические условия в зоне сопряжения суши и моря преобладают в регионе и поныне.

Оценивая сведения о динамике уровня Мирового океана и оригинальные данные, а также принимая, что потепление климата при указанной квазицикличности ещё некоторое время сохранится, можно считать, что в последние годы в СЛО происходит трансгрессия, скорость которой несколько превышает 1 мм/год, вероятно, приближаясь к 1,1–1,2 мм/год. Полученные материалы позволяют вычленить тектонический аспект развития береговой зоны от эвстатического не только для о. Визе и м. Челюскин, но и по другим береговым участкам на основе геолого-геоморфологических и морфолитодинамических сопоставлений. Можно констатировать, что скорость современного тектонического поднятия мест наблюдений на о. Визе и м. Челюскин составляет 0,4–0,5 мм/год. В пределах береговой зоны Карского моря не обнаружены признаки существования предполагаемого некоторыми исследователями в позднем неоплейстоцене огромного Карского ледникового щита. Она формировалась в позднем голоцене в результате сочетания климатических, неотектонических, и литологических факторов. Существенную роль в ее морфолитодинамике играет содержание льда в грунтах, механический состав отложений и степень открытости/блокировки берега, в значительной степени предопределенная неотектоникой. Региональная изменчивость климата обусловила малую повторяемость штормов (не более 5%) и незначительные высоты (редко более 2 м) подходящих к берегам волн. И всё же роль штормов и связанных с ними нагонов была достаточно заметной, хотя и не определяющей. Роль других экзогенных факторов (термоде-

нудации, солифлюкции и др.) невелика. Выявлено, что реакция берегов на поднятие уровня моря зависит, во-первых, от соотношения темпов трансгрессии и тектонического поднятия/опускания, и, во-вторых, существенно контролируется особенностями экзолитодинамических процессов конкретных участков берега. Даже в условиях аккумулятивных берегов трансгрессия не всегда усиливает их отступление.

Прогнозируя состояние рассматриваемой МБЗ в XXI в., можно отметить следующее. Ее развитие под воздействием природных факторов будет происходить в фазе в целом *устоявшегося* после Малого ледникового периода потепления, осложняемого похолоданиями. Нет оснований принимать на XXI в. модель *постоянно прогрессирующего* глобального потепления техногенной природы, как и предполагать, что климатическая квазицикличность претерпит существенные отклонения от сложившейся в конце XIX в. – XX в. В XXI в. будет несколько меняться площадь открытой воды и продолжительность безлёдного периода, а значит будет происходить некоторое усиление или ослабление экзогенных береговых процессов. Динамика берегов будет контролироваться, главным образом, их литологией и приуроченностью к конкретным неотектоническим структурным формам, за пределы которых МБЗ в течение этого времени не выйдет. Даже в фазы потеплений длина разгона морских волн и глубины воды, на которых формируется волнение, заметно не возрастут. Лишь несколько увеличится продолжительность воздействия моря на берег, что не приведёт к сколько-либо существенным изменениям в береговой зоне. Уровень Северного Ледовитого океана если и будет повышаться, то неравномерно и со средней скоростью не выше 1–1,2 мм/год. Но более вероятно, что он будет испытывать сезонные и годовые колебания в пределах первых десятков сантиметров. Таким образом, в развитии МБЗ Карского моря в XXI в. не предвидится принципиальных отклонений по сравнению с XX в., т. к. за последние, более чем 100 лет, зона сопряжения суши и моря стала здесь сбалансированной морфосистемой и пока нет оснований предполагать, что в XXI в. её равновесие будет нарушено в сторону значительной деградации приморской суши. Нынешняя тенденция в морфодинамике берегов практически сохранится. Отступление берегов будет замедляться, поскольку незначительные и непродолжительные частные климатические осцилляции морского уровня не отразятся сколько-либо существенно на экзодинамической активности в береговой зоне. К тому же некоторое увеличение ширины прибрежного подводного склона (ППС) и накопление на нем рыхлых отложений послужат фактором, гасящим разрушительную энергию подходящих к урезу волн. Грядущие изменения не будут катастрофическими и проявятся несколько заметнее на юных берегах, сложенных механически слабыми грунтами. При этом в большей мере будут абрадироваться выступающие в море участки берега, приуроченные, как правило, к положительным СФ. Высокие берега будут разрушаться и отступать медленнее. На аккумулятивных участках более

устойчивыми окажутся глинистые берега, менее- песчаные и еще меньше льдистые. В условиях низменной суши, приуроченной обычно к отрицательным СФ, возможно пассивное затопление, поскольку в таких условиях поднятие уровня моря всего на 1 см обычно вызывает отступление береговой линии до 10 м. При наличии мерзлых грунтов эта величина может быть больше, т. к. на негативных СФ развивается термокарст. Устойчивость многолетнемерзлых отложений, вероятно, не претерпит значимых отрицательных изменений, если в случае локальных потеплений климата их температура несколько повысится, например с -12°C до -10° – -9° . Выводы некоторых исследователей о грядущей беспредельной абразии берегов "сильны" лишь своей бездоказательностью.

Изложенное позволяет несколько перефразировать высказывание У. Э. Ньуренберга (НАН США): проблема развития береговой зоны Карского моря в XXI в. дает некоторый повод для беспокойства, но не для паники.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00034а.

1. Дунаев Н.Н. Дефиниция как один из важнейших критериев при делимитации Арктики // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII Тектонического совещания, Москва, 3–6 февраля 2009 г. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 183-187.
2. Ашик И.М., Дворкин Е.Н., Прошутинский А.Ю. и др. Современные тенденции изменения уровня арктических морей России // Труды РАО-03. СПб.: ААНИИ. 2003. С. 322-326.
3. Леонтьев И.О. Бюджет наносов и прогноз развития берега // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 467-476.

It may be expected that level rise in the Kara Sea during XXI century will not exceed 1.2 mm/year. Duration of summer season and wave impact on coasts somewhat increase. However climate warming will be insignificant and will not lead to essential melting of permafrost. Behavior of coastal zone in XXI century will be in principle similar to that in the previous decades.

Е.М. Емельянов, В.А. Кравцов, Д.В. Ерошенко, Д.Т. Фидаев
(Атлантическое отделение Учреждения Российской Академии Наук Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: ioran@atlas.baltnet.ru)

Особенности химического и минерального составов донных осадков и геоэкология анаэробного оз. Могильное (о. Кильдин, Баренцево море)

E.M. Emelyanov, V.A. Kravtsov, D.V. Eroshenko, D.T. Fidaev
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Atlantic Branch, Kaliningrad).

The features of the chemical and mineral compositions of the bottom sediments and geo-ecology of the anaerobic Mogilnoye Lake (Kildin isl., Barents Sea)

Реликтовое озеро Могильное образовалось на о. Кильдин в голоцене благодаря появлению песчано-гравийно-галечной перемычки (шириной 60–70 м), отгородившей небольшой залив от Баренцева моря. Глубина озера достигает 16 м, длина 562 м, ширина 275 м. Уникальность озера заключается в существовании постоянного сероводородного заражения придонных вод, совместного присутствия в озере морских и пресноводных видов флоры и фауны, развитием их новых видов, сильной вертикальной стратификацией водной толщи, вызванной инфильтрацией морских вод через перемычку. Озеро может рассматриваться также как своеобразная миниатюрная модель Черного моря и других анаэробных бассейнов [1]. Предыдущие комплексные геолого-геохимические, гидрохимические и гидробиологические исследования (ММБИ КНЦ РАН, г. Мурманск) были проведены на этом озере в 1966–1974 гг. [1].

Целью проведенных в 2006–2008 гг. АО ИО РАН и ММБИ КНЦ РАН совместных комплексных геолого-геохимических, гидрохимических и гидробиологических исследований оз. Могильного являлось изучение современного геоэкологического состояния данного водоема, оценка динамики изменений гидролого-гидрохимической обстановки озера, химического и минерального составов донных осадков за последние 35 лет, а также видового и численного составов гидробионтов озера.

Результаты биологических исследований озера в 2008 г. приведены в статье («Океанология», 2010 г.) Е.М. Емельянов, Е.Е. Ежова, Е.К. Ланге, Ю.Ю. Полунина, В.А. Кравцов «Особенности структуры сообществ гидробионтов меромиктического озера Могильное».

На озере проведены две летние экспедиции – в июле 2006 г. (геолого-геохимические и гидрохимические исследования) и в августе 2008 г. (гидробиологические, гидрохимические и геолого-геохимические исследования). Всего отобрано и изучено 33 пробы донных осадков (горизонт 0–5 см)

на 33 станциях, расположенных равномерно на четырех поперечных и одном продольном профилях через озеро, в экспедиции 2008 г. на 16 из изученных станций произведен повторный отбор и изучение осадков. Отобрано 23 пробы озерной воды, в которых определены концентрации водной взвеси. Пробы воды отбирались по горизонтам от поверхности до дна с интервалом через 1 м в глубоководной части (глуб. 16 м) и на средних глубинах озера (глуб. 7 м). Проведено гидрологическое зондирование водной толщи (соленость, температура, кислород) на всех 33 станциях в 2006 г. и, повторно, на 15 станциях в 2008 г. В 2008 г. отобраны и изучены 21 проба фитопланктона, 20-зоопланктона и 40-макрозообентоса. Количественные исследования фитопланктона озера проведены впервые. В пробах донных осадков определен их гранулометрический, минеральный и химический составы (Al_2O_3 , $\text{SiO}_{2\text{вал.}}$, $\text{SiO}_{2\text{аморф.}}$, CaCO_3 , Ca, Mg, K, Na, Сорг., $\text{N}_{\text{общ.}}$, $\text{P}_{\text{общ.}}$, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cr, Ni, Co, Cd, As).

Вертикальное положение границы сероводородного слоя в этом озере с 1974 г. не изменилось. Переходный слой $\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ находится на глубинах 9–11 м, глубже которого кислород исчезает полностью. С переходным слоем $\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ совпадает слой «розовой» воды, который был обнаружен в озере как нами, так и 33 года назад [1]. Он вызван массовым присутствием в этом слое фотосинтезирующих серобактерий семейства *Chlorobaeaceae*. Верхний распресненный слой вод (соленость 4 ‰) находится на глубинах 0–3,5 м, а придонный соленый слой вод (соленость 30 ‰) расположен глубже 6–7 м. Между ними наблюдается резкий скачок солености (плотности) вод – галоклин. Температура вод озера изменялась от +8°C в придонных водах до +15°C в поверхностных водах. Сезонный термоклин зафиксирован на глубинах от 3,5 до 6 м на границе распресненного и соленого слоев водной толщи. Тенденция усиления сероводородного заражения, дальнейшего поднятия границы $\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ и непрерывного снижения солености, наблюдавшееся в озере в период с 1905 по 1975 гг. [1] нами не выявлена.

Концентрации взвеси в озере находятся на обычных уровнях, которые характерны, например, для морских вод открытой части Балтийского моря (0,1–1,0 мг/л). Повышенные ее концентрации (1,2–1,8 мг/л), обнаружены в переходном слое $\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ и были близки к ее концентрациям в этом слое в Балтийском море (1–2 мг/л).

На дне озера встречены все гранулометрические типы осадков: от гравия (глуб. 4 м) до пелитовых илов (глуб. 6–16 м). Пески обнаружены на шести станциях на глубинах до 7,5 м. Все пески являются мелкозернистыми с преобладанием в них фракции 0,25–0,1 мм. Крупные алевриты (глуб. 4 м) и мелкоалевритовые илы (глуб. 10 м) встречены всего на двух станциях, а алевритово-пелитовые илы (глуб. 0,15–16 м) – на 10-ти станциях. В центральной, наиболее глубоководной части озера распространены пелитовые илы. Как и в пелитовых илах впадин Балтийского моря, в илах озера Могильного в пелитовом материале главенствует субколлоидная фракция

(< 0,001 мм). Вероятно, это обусловлено поступлением в илы озера Могильного так называемого «ледникового молока», как наиболее тонкого продукта размыва морен, являющегося продуктом размыва моренных отложений, а также частиц из четвертичных осадочных пород (алевролитов и аргиллитов), распространенных на водосборе озера. В сероводородной зоне (глубже 9–11 м) осадки не имеют поверхностной окисленной пленки, отличаются серо-черным цветом и сильным запахом сероводорода. Особенностью илов озера Могильного по сравнению с илами впадин Балтики является значительная примесь в них песчаных и алевритовых фракций, предположительно, эолового происхождения.

Как в песках, так и в илах легкая крупноалевритовая подфракция представлена в основном кварцем (81–89 %) с незначительными примесями кислых полевых шпатов – плагиоклазов (1,9–4,4 %), калиевых полевых шпатов (3,4–5,5 %) и глинистых агрегатов (2,3–8,9 %). На отдельных станциях в осадках присутствуют слюды (1,2–3,0 %), спикулы губок, растительные остатки, отдельные зерна глауконита. В тяжелой крупноалевритовой подфракции содержатся амфиболы, слюды, гранаты (в песках). Эти минералы характерны для осадочных горных пород о. Кильдин и метаморфических горных пород Кольского полуострова [1]. Из аутигенных минералов в тяжелой подфракции обнаружены только микроконкреции сульфидов железа. В песках их содержание составляет 32,0 % тяжелой подфракции. В пелитовых илах обнаружен также вивианит (1,7 %).

Содержания изученных элементов в донных осадках озера Могильного распределены согласно универсальному «правилу гранулометрических фракций», действующему как в Балтийском море, так и озере Могильном. Исходя из «правил фракций» изученные элементы подразделяются нами на следующие группы:

1) Компоненты и элементы, распределяющиеся в донных осадках по «правилу песчаной фракции» (фракция 1,0–0,1 мм). Это означает, что чем больше в осадках этой фракции, тем выше содержания данных компонентов и элементов. К данной группе относятся $\text{SiO}_{2\text{вал.}}$, CaCO_3 и Ti. На картах распределения этих элементов их максимальные и повышенные содержания в донных осадках тяготеют к прибрежной части озера, где на дне распространены, в основном, пески. Первый из этих компонентов представлен, в основном, кварцем, второй – раковинным материалом моллюсков. Титан представлен титаномагнетитом, входящем в группу «рудных черных» минералов, лейкоксеном, слюдами, и, иногда, крупными зернами рутила, которые распределены практически равномерно по всем изученным типам осадков;

2) Компоненты и элементы, распределяющиеся в донных осадках по «правилу алевритовой фракции» (0,1–0,01 мм). Максимальные их содержания приурочены к крупным алевритам и мелкоалевритовым илам. Распределение элементов этой группы возрастает от песков к крупным алевритам (Na, K, As) или от песков к алевритово-пелитовым илам (Al_2O_3 , P, Fe, Mn,

Cr, Co, Li). В пелитовых илах содержания этих элементов вновь уменьшаются. Наиболее четко такая закономерность проявляется в отношении Cr, как одного из представителей элементов – гидролизатов, менее четко – для Р и Al_2O_3 . Щелочные металлы К и Na входят в состав плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, которые имеют размеры, в основном, 0,1–0,05 мм. Al_2O_3 в осадках представлен алюмосиликатами: с одной стороны обломочными полевыми шпатами; с другой – глинистыми минералами. Глинистые минералы концентрируются в осадках в самой тонкой (субколлоидной) фракции (<0,001 мм).

3) Элементы 3-ей группы полностью подчиняются «правилу пелитовой фракции». Их содержания в донных осадках закономерно возрастают по мере увеличения содержаний в них пелитовой фракции (<0,01 мм). В соответствии с этим правилом в донных осадках озера распределены содержания биогенных компонентов и элементов: $SiO_{2ам...}$, $C_{орг.}$ и N. Самые высокие их содержания обнаружены в центральной, глубоководной части озера. К 3-ей группе относятся также Mg, Zn, Cu, Ni, Pb, Cd. Максимумы их содержаний приурочены к центральной, наиболее глубоководной части озера. Особенно четко эта закономерность распределения проявляется для Zn и Cd, менее заметно – для Cu и Pb. Максимальное содержание Cu (149 мг/кг) обнаружено в алевритовых осадках на мелководье вблизи западного берега озера, где визуально отмечены признаки антропогенного загрязнения (металлические листы, проволока и др.).

Распределение изученных химических элементов согласно «правилам гранулометрических фракций» вызвано процессами механической дифференциации осадочного материала, поступающего в озеро Могильное. В озере, в отличие от морских бассейнов, нет постоянных сильных течений, а сепарация осадочного материала осуществляется, в основном, эпизодическими дрейфовыми течениями и волновыми процессами. Кроме того, размеры и глубины озера являются несопоставимо меньшими по сравнению с морскими бассейнами. Поэтому, процесс сепарации в озере является незавершенным, что отражается и на дифференциации химических элементов. Это проявляется в менее четком распределении содержаний химических элементов и компонентов в донных осадках озера согласно «правилу фракций». В этом одна из отличительных особенностей формирования гранулометрического и химического составов озера Могильного по сравнению с впадинами Балтийского моря.

Содержания Fe, Mn, Zn, Cr и Co в илах озера оказались в среднем, на 10 отн. % ниже, чем в илах впадин Балтийского моря. Это обусловлено более значительной примесью в илах озера песчаных и алевритовых фракций. Содержания Cu, Ni, Pb, As и Cd в илах озера Могильного оказались примерно такими же, как и в илах Северо-Балтийской впадины и впадины Форе. Повышенные содержания As (50–100 мг/кг), в отличие от Балтийского моря, обнаружены в песках мелководной части озера. Возможно, это связа-

но с его концентрированием в раковинах моллюсков. Во всех типах осадков озера Могильного содержатся несколько повышенные по сравнению с илами впадин Балтийского моря количества CaCO_3 – 2–4 %, а в одной пробе песков – 12,02 % CaCO_3 . Он представлен раковинами пластинчатожаберных моллюсков и их обломками. В осадках озера повышено также содержание аморфного кремнезема – до 13,7 % в пелитовых илах. Это в несколько раз больше, чем содержание этого компонента в илах впадин Северной Балтики. $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ представлен остатками диатомовых водорослей.

Относительно низкие содержания валового SiO_2 (40–60 %) и повышенные содержания Al_2O_3 (10–11 %) в песках озера Могильного указывают на то, что они являются в основном полевошпатово-кварцевыми. Эти пески сформированы, предположительно, за счет поступления в озеро продуктов выветривания окружающих озеро осадочных пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов) с высокими содержаниями полевых шпатов. В отличие от песков озера Могильного, прибрежные пески Балтийского моря являются в основном кварцевыми, содержания в них валового SiO_2 обычно составляют 60–80 %, а Al_2O_3 – 9–10 %.

Низкое значение процентного отношения $C_{\text{орг.}}/N_{\text{общ.}}$ (в среднем 5) в илах озера Могильного по сравнению с его значением в илах впадин Балтики (в среднем 10) указывает на большую планктоногенную составляющую в составе органического вещества илов озера.

Воды и донные осадки озера Могильного содержат низкие (фоновые) количества водной взвеси и изученных химических элементов, соответственно. Они оказались близки к их содержаниям во впадинах Балтийского моря. Не выявлено признаков антропогенного загрязнения донных осадков токсичными металлами и дополнительного поступления в озеро биогенных элементов.

Мы предполагаем, что процессы, происходящие в оз. Могильном во многом схожи с процессами, происходящим в слабо изученных соленых озерах островов архипелага Палау (Каролинские о-ва) в Тихом океане.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ №06-05-64242.

1. Реликтовое озеро Могильное / Под ред. В.И. Гуревича и З.Я. Цееб. Л.: Наука, 1975. 298 с.

The hydrochemistry of the water, hydrobiology, grain size distribution, mineral and chemical compositions of the bottom sediments of the anaerobic Mogilnoye Lake (Kildin isl., Barents Sea) are studied in detail in 2006–2008 years. Our data show to absence of antropogeneous contamination, including and absence of input to the lake of the additional amounts of toxic metals and organic compounds.

Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов

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

**Позднеолигоцен-плейстоценовые этапы вулканизма
и геодинамика глубоководных котловин Японского
и Охотского морей**

T.A. Emel'yanova, E.P. Lelikov

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

**Late Oligocene-Pleistocene stages of volcanism and geodynamics
of the deep-sea basins of the Japan and Okhotsk seas**

Глубоководные котловины Японского и Охотского морей были сформированы в позднеолигоцен-плейстоценовое время. Причем, в этот период, в процессе которого происходило образование основных котловин Японского моря – Японской или Центральной, Ямато и Цусимской, последовательные проявления этапов тектоно-магматической активизации были характерны для всей площади этого моря. В то время как в пределах Охотского моря в этот период вулканически активной являлась лишь южная его часть – Курильская котловина как задуговый бассейн, одноименная островная дуга и подводный хребет Витязя. Вся внутренняя область Охотского моря, включающая 4 возвышенности и 2 котловины – Дерюгина и Тинро, представлена вулканически пассивным фрагментом раздробленной окраины континента, погруженным под уровень моря [1].

В Японском море и на юге Охотского моря в позднем олигоцене-плейстоцене при формировании глубоководных котловин четко выявляются 3 основных этапа вулканизма: 1) поздний олигоцен – ранний миоцен, 2) конец раннего миоцена – средний-поздний миоцен и 3) плиоцен – плейстоцен.

1. Позднеолигоцен-раннемиоценовый этап вулканизма (25-18 млн. лет) в пределах Японского региона и на юге Охотского проявился весьма интенсивно и сформировал большие объемы вулканокластических пород «зеленотуфового» комплекса [2, 4]. Как правило, эти породы широко развиты на участках, окружающих глубоководные котловины: на Корейском п-ве, Японской и Курильской островных дугах, возвышенностях Оки и Кита-Оки, на юге Японского моря. Не исключено, что эта мощная вспышка вулканизма была вызвана растяжением окраины континента в районе Японской (Центральной) и Курильской котловин, а затем и началом их формирования (21,1–19,9 млн лет) [4] и является последним этапом наземного окраинно-континентального вулканизма. Растяжение в области данных котловин вызвало сжатие коры по их периферии, где и происходило формирование ана-тектоидных магматических расплавов различного состава. Разнообразие в

химическом составе магм обусловлено разной химической специализацией фундамента (калиевый, кали-натровый), который принимал участие в магмогенерации. Формирование самого фундамента происходило с участием блоков как сиалической, так и симатической протокры, перемежение которых характерно для зоны перехода континент-океан.

В районе Японской (Центральной) и Курильской котловин до начала и на первых стадиях их формирования, в режиме растяжения, наблюдается другой тип позднеолигоцен-раннемиоценового вулканизма. Продукты его в настоящее время отмечаются на возвышенности Ямато и трог Тояма, а также в пределах хребта Сакура в Курильской котловине. Как правило, это лавы кали-натровых андезитов. В пределах Японского моря они представлены оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и двупироксен-плагиоклазовыми андезитобазальтами и андезитами, реже кислыми разновидностями. Все эти породы относятся к высокоглиноземистым образованиям известково-щелочной вулканической серии. Они обладают повышенными содержаниями LILE (K, Rb и Ba) и LREE и низкими – элементов группы Fe и HFSE (Ti, Ta и Nb) и характеризуются отрицательной Ta-Nb аномалией, свойственной вулканическим породам – производным обогащенной сиалической корой мантии – ЕМII.

В процессе геолого-геофизических исследований по проекту KOMEX в 1996-2004 гг. в Курильской котловине был установлен хребет Сакура, пересекающий эту структуру в юго-западной самой глубокой ее части. На одной из вулканических построек были обнаружены вулканические породы, позднеолигоценного возраста – 25 млн. лет [3], представленные амфибол-клинопироксен-плагиоклазовыми андезитами, во многом схожими с япономорскими. Это важное открытие как самого хребта Сакура, так и слагающих его позднеолигеновых вулканитов, позволяет предположить, что в позднем олигоцене – раннем миоцене Японская (Центральная) и Курильская котловины находились в одной обстановке растяжения и начали формироваться как единая структура. При этом эпицентр тектонических «событий» располагался в районе Японской (Центральной) котловины, а к северо-востоку в сторону Курильской происходило их ослабевание.

2. В конце раннего миоцена – начале среднего миоцена (около 15 млн лет) в Японском море наблюдается максимальный окраинноморской спрединг [4, 5]. Разрыв коры почти достигает верхней мантии, и образуются самые деплетированные вулканические образования, известные в настоящее время в Японском море. Они обнаружены в котловине Ямато, в скважинах 794 и 797. Химический состав этих пород почти аналогичен составу толеитов N-MORB, что позволяет отнести их к производным DM. В последствии на этом толеитовом основании начинают формироваться средне-позднемиоценовые окраинноморские базальтоиды, по составу близкие щелочнобазальтоидным образованиям океанических островов (OIB). Радиоизотопный возраст этих пород, развитых на вулканических постройках в котловинах

Японской (Центральной) и Ямато, составляет 15,2–7,8 млн лет. В большинстве своем окраинноморские базальтоиды представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами с хромшпинелидами, реже встречаются оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, а также их более кислые субщелочные и щелочные дифференциаты: трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты и пантеллериты. Все эти породы характеризуются повышенной щелочностью, калиевоностью, повышенными содержаниями Rb и LREE, а также элементов группы Fe (Co, Ni, Cr и V) и некоторых HFSE, особенно Zr, Ti, Ta и Nb. На спайдер-диаграмме редкометалльных элементов эти породы образуют спектр, аналогичный спектру вулканитов OIB с характерной положительной Ta-Nb аномалией. Эти свойства позволяют отнести окраинноморские базальтоиды котловин Японского моря к продуктам магматического источника типа обогащенной флюидами мантии – EMI. Несмотря на свою схожесть с вулканитами OIB все вулканические образования Японского моря вплоть до толеитов, близких N-MORB, несут известково-щелочные метки влияния континентальной коры на магмогенерацию.

В пределах Курильской котловины следы миоценовых этапов вулканизма пока не обнаружены. В этот период на юге Охотского региона идет формирование вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса Курильской островной дуги [3]. Но в пределах подводного хребта Витязя отмечаются вулканические породы среднемиоценового возраста (14,5–10,7 млн лет), представленные амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами. Эти породы отражают тектоно-магматическую активность, в результате которой, вероятно, был сформирован прогиб между Большой Курильской грядой и подводным хребтом Витязя. Возможно, образование этого прогиба также является «отголоском» тех мощных тектонических процессов, эпицентр которых находился в Японском море.

3. Плиоцен-плейстоценовый этап вулканизма (4,1–0,9 млн лет) наиболее ярко проявился в пределах Курильской котловины и на юге Японского моря (Цусимская котловина). Его следы (3,8 млн лет) также отмечаются и на вулканических постройках в Японской (Центральной) котловине. Возможно, вулканиты этого возраста развиты и на возвышенности Ямато: петрографический и химический анализ показал близкие свойства некоторых образцов амфибол-двупироксен-плагиоклазовых андезибазальтов и андезитов этой структуры с образцами вулканических пород Курильской котловины.

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины развиты по ее обрамлению и приурочены к пересечению поперечных и продольных разломов, что свидетельствует о генетической связи этих пород с формированием именно котловины, а не одноименной дуги. Породы представлены оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, двупироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами. Породы характеризуются повышенным уровнем щелочности, глиноземистости, известковистости, повышенными со-

держаниями LILE (K, Rb, Sr, Ba), LREE и низкими – элементов группы Fe (Ti, Co, Ni, Cr, V) и некоторых HFSE – Ta и Nb. На спайдер-диаграмме редкометалльных элементов эти породы образуют Ta-Nb отрицательную аномалию, свидетельствующую о контаминации континентальной корой магматических расплавов. Это позволяет отнести вулканические породы Курильской котловины к производным источника типа обогащенной сиалической корой мантии – ЕМII. В юго-восточной самой глубокой части этой котловины, в пределах вулкана Гидрографов, обнаружены вулканические породы, представленные трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. Эти породы характеризуются более высокой щелочностью и калиестью (K_2O – до 3 %) по сравнению с остальными вулканиками Курильской котловины, что сближает их с окраинноморскими базальтоидами Японского моря. Это обстоятельство может служить еще одним доказательством в пользу предположения о продолжении Японской (Центральной) котловины на северо-восток в пределы Курильской котловины.

Сравнение среднемиоценовых окраинноморских базальтоидов котловин Японского моря и вулканитов Курильской котловины показало и их значительные отличия, особенно по концентрациям редкометалльных элементов и элементов группы Fe. Различия обусловлены разной мощностью окраинноморского спрединга при формировании котловин этих двух регионов. На спайдер-диаграммах LILE и HFSE япономорские и курильские вулканики образуют прямо противоположные спектры. Первые характеризуются положительной Ta-Nb аномалией и являются производными ЕМI, вторые – отрицательной и относятся к производным ЕМII. Из этого следует, что в Японском море окраинноморской спрединг был гораздо более мощным, разрыв коры почти достигал мантии, в то время как в Курильской котловине он затронул только верхние части континентальной коры.

Таким образом, котловины Японского моря и Курильская котловина на юге Охотского моря были сформированы как единая структура в позднеолигоцен-плейстоценовое время, в результате нескольких этапов тектономагматической активизации, эпицентр которой располагался в районе Японской (Центральной) котловины, а процесс затухания распространялся в северо-восточном направлении в сторону Курильской котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект № 09-05-98602) и ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-320).

1. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
2. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. Под ред. К.Ф. Сергеева. М.: Наука, 1987. 236 с.
3. Тарарин И.А. Геологическое строение и модель формирования Курильской глубоководной впадины Охотского моря. Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 308-321.

4. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33-56.
5. Pouclet A, Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea from Japan // Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.

Thus, the deep-sea basins of the Japan Sea and the Okhotsk Sea southern part (Kurile Basin) were formed as the single morphostructure in the Late Oligocene-Pleistocene. These basins were formed as a result of the third stages of tectonic-magmatic activity. This activity epicentre was located in the Japan (Central) Basin, and this activity was decreased in north-east in the Kurile Basin.

В.Ю. Кащенко¹, А.Н. Новигатский², М.С. Поняев²

(¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: melek_victoria@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: novigatsky@gmail.com)

Распределение и состав осадочного вещества в снежно-ледовом покрове в околополюсном районе Арктики в апреле 2008 г.

V. Kashchenko¹, A. Novigatsky², M. Ponyaev²

(¹Moscow M.V. Lomonosov State University; ²Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Distribution and composition of particulate matter in snow-ice cover in circumpolar area of Arctic regions in April 2008

Льды являются основным агентом подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала в Арктическом бассейне. Дрейфующие льды способны концентрировать тонкодисперсный осадочный материал и выполнять роль транспортного средства, перемещая вещество либо в латеральном направлении, либо из шельфовых морей в Центральный Арктический бассейн и далее в системе Трансполярного Дрейфа – в Северную Атлантику. Около 10 % льдов ежегодно выносятся из Арктики в Северную Атлантику, и после их таяния в воды этого района поступает около 0,5–1,2 млн т взвешенного и 6,1–13,5 млн т растворенного органического углерода [1].

В настоящей работе представлены материалы, собранные в рамках Международного полярного года в экспедиции Института океанологии РАН в околополюсный район Арктики в апреле 2008 г. (Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция (ПАЛЭКС, <http://paicex.ocean.ru>), руководитель

проекта член-корреспондент РАН Чилингаров А.Н., научный руководитель д.б.н. Мельников И.А.).

Целью экспедиции являлся сбор информации о состоянии снежно-ледово-водной системы в околополюсном районе Северного ледовитого океана (СЛО). Целью настоящей работы являлось изучение современных процессов ледовой седиментации в центральной части Арктического бассейна. Нами были выполнены геохимические исследования, где изучалась литология и геохимия снега, морских льдов, подледной воды и подледных потоков осадочного материала, включая тяжелые металлы, органические и другие виды загрязнений. Были выполнены следующие виды анализов: инструментальный нейтронно-активационный (ГЕОХИ РАН), атомно-абсорбционный (ИО РАН), фотометрический (ИО РАН). Растворенные и взвешенные формы органического углерода определяли с помощью анализатора общего органического углерода TOC-V с_{ph} (ИО РАН), визуализацию осадочного материала выполняли с помощью электронного микроскопа JSM-U3 (ИО РАН).

Концентрация нерастворимых частиц в снежном покрове в районе работ составила от 0,21 до 0,37 мг/л (средняя концентрация 0,29 мг/л), что соответствует фоновому состоянию снежного покрова центральной части Арктики [5] и хорошо сопоставима с нашими многолетними работами в этом районе [4].

Всего на полигоне было отобрано четыре точки с интегральным отбором кернов льда (4-5 кернов льда в одной точке). В ледовом покрове концентрация нерастворимых частиц невысокая и варьировала от 0,12 до 0,36 мг/л (средняя концентрация 0,23 мг/л), что характерно, во-первых, для зимнего периода, где фотосинтезирующие организмы подавлены отсутствием света. Во-вторых, такие низкие концентрации характерны для одно-двухлетних льдов формирующихся в центральных частях Арктического бассейна. Поскольку многолетний лед аккумулирует достаточно большие концентрации нерастворимых частиц в своей толще, а формирующийся и постепенно растущий лед в шельфовых областях, подверженных влиянию речного стока и абразией берегов, а так же интенсивному взмучиванию донных осадков при штормах, захватывает значительно большее количество осадочного материала [6].

Что касается распределения нерастворимых частиц, то в целом, можно выделить две зоны аккумуляции осадочного материала – в кровле ледового поля, где накапливаются нерастворимые частицы, в основном, принесенные снегом. Вторая зона выделяется в подошве льда, где новообразованный лед захватывает взвешенное вещество из подледной воды, поскольку водная взвесь является ядрами кристаллизации внутриводного льда [6].

Все пробы подледной воды характеризуются высокими концентрациями взвеси, по отношению к снегу и льду, от 0,45 до 0,73 мг/л (средняя концентрация 0,62 мг/л), что вполне закономерно, поскольку именно в пограничной зоне лед-вода наблюдается повышенная активность фито- и зоопланктона [1].

Для снежных проб исследуемого района содержание биогенной составляющей варьировало от 45 % до 80 %. В основном это споры диатомовых около 50 %, непосредственно сами диатомовые водоросли 30 % и растительные остатки высших растений в содержании 10–20 %, которые присутствуют только в снежных пробах. Минеральная часть в снежном покрове находится в подчиненном соотношении с биогенной частью и представлена плохо окатанными минеральными зёрнами (средний размер 2 мкм).

В верхней части льда, в отличие от остальной ледовой толщи, прослеживается высокое содержание минеральных частиц до 30 %, что связано с влиянием снежного покрова и аккумуляцией вещества на поверхности льда. В биогенной составляющей преобладают диатомовые водоросли, это же мы наблюдаем и в средней части льда, где диатомовые водоросли составляют порядка 40 %. Также в средней части льда прослеживаются биогенные остатки, присутствует пыльца и одноклеточные животные, это характерно и для нижней части льда. В воде минеральная составляющая выражена слабее, нежели в снежном покрове, в основном преобладает биогенная часть (около 70 %). Наблюдается высокая встречаемость бактериальных ассоциаций и биогенных остатков в виде обломков панцирей, споры диатомовых и сами диатомовые водоросли составляют примерно равное соотношение, что в процентном соотношении – более 20 % спор диатомовых и 30 % самих диатомовых водорослей.

Среднее содержание Si в пробах снежно-ледового покрова околополюсного района в апреле 2008 г. были: в снеге 3,9 %, во льду 5,3 %, в воде 1,8 %, а среднее содержание Al: в снеге 1,7 %, во льду 1,8 %, в воде 1,2 %. Используя Al в качестве индикатора терригенного вещества и приняв среднее содержание его в земной коре 8,2 % [7], мы определили содержание терригенной компоненты в снежно-ледовом покрове околополюсного района. Для снега оно равно в среднем 20 %, в среднем для льда – 25 %, т.е. на биогенную часть для снега приходится 80 %, а для льда, в среднем – 75 %. Это подтверждается как результатами микроскопических исследований, так и химическими определениями $C_{орг}$ и $ОВ$.

Среднее значение отношения Si/Al в снежно-ледовом покрове 3,2, что практически соответствует значениям этого отношения для земной коры 3,42 [7], тонкой фракции (1–5 мкм) поверхностных почв Республики Коми 3,22 [2] и континентальных глин 3,06 [3]. Близость значений отношений Si/Al в снежно-ледовом покрове околополюсного района и в поверхностном слое почв северо-востока европейской части России является одним из свидетельств того, что почвы севера Евразии могут являться важным источником терригенной составляющей снежно-ледового покрова Центральной Арктики [5].

Для оценки роли различных источников в формировании состава снежно-ледового покрова были рассчитаны коэффициенты обогащения проб снега

и льда элементами относительно среднего состава земной коры. Для каждого элемента коэффициент обогащения (КО) рассчитывали по формуле:

$$КО = (\text{эл.}/\text{Al})_{\text{проба}} / (\text{эл.}/\text{Al})_{\text{земн. кора}},$$

где эл. и Al – концентрации интересующего нас элемента и алюминия в пробе и в земной коре [7] соответственно. По значениям КО рассматриваемые элементы могут быть разделены на 2 группы [5]:

1) коровые (типичные для земной коры) – Na, Mg, Al, K, Ca, Sc, Mn, Fe, Co, Ni, As, Rb, Cs, Ba, PЗ (редкоземельные элементы), Hf, Ta, Th, U ($КО < 10$)

2) антропогенные – Cr, Cu, Zn, Se, Br, Ag, Cd, Sb, W, Au, Pb ($КО > 10$).

В нашем случае, для снега характерны повышенные значения для Ba и Sr, эти элементы активно сорбируются в органическом веществе, а поскольку в снеге его содержание порядка 70 %, то высокие значения этих элементов не удивительны. Повышенное значение Na характерно для всех проб, что связано с влиянием солевого состава морской воды. Для всех сред характерны высокие содержания Se, в предыдущих исследованиях показано, что природный и антропогенный источник селена в аэрозолях Арктики примерно равны по значимости [5]. Наиболее существенным природным процессом поставки селена в атмосферу, а так же в снежно-ледовый покров Арктики, является образование органических соединений в результате жизнедеятельности фитопланктона, когда биохимическое поведение селена близко к поведению серы. Этот фактор, на наш взгляд, является наиболее вероятным для исследуемого снежно-ледового покрова, поскольку значение биогенной составляющей во всех средах превышает 50 %. Антропогенными источниками селена являются: сжигание угля, нефтепродуктов, древесины и деятельность горнодобывающей и металлургической промышленности, особенно выплавка меди. Поэтому значительное обогащение аэрозолей Арктики селеном служит одним из надежных индикаторов того, что источником загрязненных аэрозолей являются медно-никелевые комбинаты [5]. В ледовом покрове обогащение такими элементами как Eu, Yb, Na, Ca, Sr, Ba, Cr, Co, Th, U связано преимущественно с морским происхождением, поскольку морская соль обогащена многими микроэлементами [5].

В околополюсном районе СЛО была выполнена постановка океанологической станции с седиментационными ловушками под ледовый покров. Приборы устанавливались на глубины 1 м и 20 м от подошвы льда. Величины потоков осадочного вещества составили 25 и 170 мг · м⁻² · сут⁻¹ соответственно. Вещественный состав на горизонте 20 м характеризуется значительным преобладанием биогенного материала (пеллеты, фрагменты отмерших организмов зоопланктона), что подтверждается результатами биологического лова сетью Джели, где на этом горизонте зафиксировано увеличение количества и видового состава зоопланктона.

Проведенные исследования в апреле 2008 г. снежно-ледового покрова в околополюсном районе позволяют сделать следующие выводы:

1. Максимальные содержания взвешенного вещества и взвешенного органического углерода в системе снег-лед-подледная вода характерны для подледной воды, повышенные содержания исследуемых компонентов характерны для снега и верхней части ледового покрова.

2. В составе осадочного материала преобладают створки и споры фитопланктона, различные формы органики, минеральные частицы находятся в подчиненном положении.

3. Для системы снег-лед-подледная вода характерны высокие значения биогенной составляющей (от 65 до 85%), терригенная составляющая характеризуется более низкими значениями (от 15 до 35%) и преобладает в снежном покрове и в верхней части льда.

4. Обогащение исследуемыми элементами (Eu, Yb, Na, Ca, Sr, Ba, Se, Cr, Co, Th, U) снежно-ледового покрова по отношению к среднему составу земной коры в околополюсном районе мы связываем с двумя основными факторами: а) наличием в пробах преобладающего количества органического вещества и б) существенным влиянием на исследуемую среду морской соли.

5. Полученные нами значения подледных потоков осадочного материала в околополюсном районе соответствует значениям характерным для Центральной Арктики, в вещественном составе преобладает биогенная составляющая.

Авторы благодарны организатору и вдохновителю экспедиции д.б.н. Мельникову И.А.; администрации и штатному составу станции «Барнео»; к.г.-м.н. Шевченко В.П. за ценные советы и рекомендации; Беляеву Н.А. за содействие в обработке материалов.

Настоящий проект выполнен при финансовой и логистической поддержке НО «Полярный Фонд», Экспедиционного центра «Полюс», Ассоциации Полярников России, Сводной Группы «Газпромавиа» и АК «Таймыр». Обработка материалов осуществлялась при поддержке РФФИ (гранты 09-05-10081, 09-05-00658, 07-05-00691 и 08-05-00860), Программы 17 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 17.1) и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5.

1. Мельников И.А. Экосистема арктического морского льда. М.: ИО АН СССР. 1989. 191 с.

2. Симонов Г.А. Химико-минералогический состав фракций ила и тонкой пыли подзолистых почв разной степени оглеения // Структурно-функциональная организация почв и почвенного покрова европейского Северо-Востока / Отв. ред. Ф.Р. Зайдельман, И.В. Забоева. СПб.: Наука, 2001. С. 31-60.

3. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. №11. С. 1285-1309.

4. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др. Новый взгляд на влияние эолового переноса на современное морское осадконакопление и

- окружающую среду в Арктике. Результаты исследования аэрозолей и снежного покрова. Новые идеи в океанологии. М.: Наука. 2004. Т. 2. С. 168-215.
5. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука. 2006. 231 с.
 6. Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
 7. Taylor S.R. The abundance of chemical elements in the continental crust – anew table // Geohim. Et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28. P. 1273-1285.

Geochemical researches of a snow-ice cover in circumpolar area of Arctic regions in April, 2008 were carried out. The composition and distribution of a particulate matter in a snow-ice cover were investigated.

**В.А. Кошелева, Г.А. Черкашѐв, Я.В. Неизвестнов,
С.В. Булдаков, Н.А. Куринный**

(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: vkosheleva@bk.ru)

Особенности вещественного состава кайнозойских отложений в акватории Ванькиной губы (море Лаптевых)

**V.A. Kosheleva, G.A. Cherkashov, Ia.V. Neizvestnov,
S.V. Buldakov, N.A. Kurinnyj**

(VNIIOceangeologia, Sankt-Petersburg)

Features of material composition of the Cenozoic sediments in the water area of Vankino Guba (Laptev Sea)

В настоящее время арктический шельф России становится важнейшим объектом комплексного геологического изучения в связи с приуроченностью к нему как горючих, так и твёрдых полезных ископаемых (ТПИ): золота, олова, строительного материала, циркония и т.д. В Ванькиной губе сотрудниками НИИГА–ВНИИОкеангеология проводилось, в течение ряда лет, комплексное изучение кайнозойских отложений, с целью выявления площадей перспективных на россыпные месторождения ТПИ (олова). К тому же, шельф восточно-арктических морей является перспективным, на крупные скопления УВ, могущих повлиять на баланс энергетических ресурсов мира Севернее Ванькиной губы находится перспективная нефтегазоносная структура «Столбовский горст», северо-западнее – Шелонская терраса. Возможно, при дальнейших поисково-разведочных работах на нефть и газ, а также на твёрдые полезные ископаемые, приуроченные к квартеру, Ванькина губа станет важным объектом комплексного народнохозяйственного использования и, как следствие, объектом геоэкологического мониторинга.

Ванькина губа расположена в юго-восточной части моря Лаптевых, с запада вдаётся в материк между полуостровом Широкостан и мысом Турук-

тах. В губу впадает река Хаарыстаах-Юрэгэ. Прибрежная часть суши входит в состав Яно-Индибирской низменности, ступенчато поднимающейся до 180 м над уровнем моря и понижающейся к берегам. На прибрежных участках она выходит к берегу, образуя 10–25 м термоабразионные уступы, сложенные вечномерзлыми отложениями. В восточной части побережья губы расположена гора Чокурдах (124 м), образованная останцами нижнемеловых гранитоидов. Гора, на границе с бассейном, имеет абразионные уступы. Широко развиты на побережье отмельные, низменные берега, плавно погружающиеся под уровень моря. Губа - мелководна (до 10 м), но в его морской западной части глубины достигают 20 м.

Работа выполнена по материалам донного опробования и бурения, проведённого в Ванькиной губе и побережье сотрудниками ВНИИОкеангеология за последние 50 лет.

Опробование донных отложений проводилось грунтовыми трубками (20), скважинами вибробурения (83) на глубину до 4,5 м и бурения со льда – (20 скважин) до 17 м. Интервалы опробования равны 1,0 м, 0,4 м и 0,6 м. Анализам было подвергнуто более 400 образцов.

Мощность рыхлых отложений в акватории колеблется от 10 до 32 м, увеличиваясь к выходу из губы до 700 м. В их разрезе принимают участие: верхнемел–неогеновая кора выветривания, плиоцен-нижнелайстоценовые, средние-верхнелайстоценовые, верхнелайстоценовые и голоценовые отложения.

Кора выветривания вскрыта в акватории губы, в береговых обрывах, на склоне и в шурфах г. Чокурдах. Развита она на интрузивных мезозойских гранитоидах. Её развитие происходило в несколько этапов: раннем палеоцене, позднем олигоцене – раннем миоцене. Кора выветривания представлена пёстроокрашенными глинами гидрослюдистого состава, с примесью каолинита, монтмориллонита и гидроксидов железа, с дресвой и щебнем. Она часто вскрыта скважинами на акватории и на суше. Мощность коры выветривания составляет 0,5–5,0 м. В верхней части разреза в материале коры выветривания встречаются, органические остатки, представленные спорово-пыльцевым комплексом, в котором преобладает пыльца серёжкоцветных: *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp. и хвойных: *Picea* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *Pinus* (subgen. *Harpoxylon*) sp., а также присутствует пыльца широколиственных пород. Постоянно встречается пыльца семейств *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают *Polypodiaceae*, *Sphagnum* sp, единично *Osmunda* sp, *Leiotriletes* sp. По органическим остаткам, возраст привнесённого в кору выветривания материала, определяется, как плиоценовый (N_2^{1-2}).

Плиоцен-нижнелайстоценовые отложения (N_2-Q_1) серкинского горизонта залегают на коре выветривания. Они вскрыты в акватории в интервале глубин 9,2–41,2 м. Плиоцен-нижнелайстоценовые отложения представлены мелкозернистыми ожелезнёнными песками с включениями

гальки и валунов, с прослоями илов и торфа. Возраст установлен на основании их положения в разрезе и данных палинологических определений, характерных для плиоцена, разбавленных редкими останками морских моллюсков, среди которых присутствуют: *Portlandia arctica* (Gray), *Portlandia intermedia* (M. Sars), *Astarte* sp. Эти отложения иногда содержат касситерит, до 10 г/см³.

Средне-верхнелептостеновые отложения (Q_{II}-Q_{III}) развиты на акватории губы и на суше. Они сложены толщей оторфованных алевроитов с включениями растительных остатков. На суше эти отложения слагают лагунно-дельтовую, озёрно-аллювиальную и маршево-дельтовую равнины. Они залегают на плиоцен-нижнелептостеновых осадках и перекрываются верхнелептостеновыми и голоценовыми образованиями. Мощность их в акватории – 10–32 м, на суше достигает 70 м.

Возраст средне-верхнелептостеновых отложений определяется по данным фауны, палинологии и положению в разрезе. Из органических остатков, представленных угнетёнными и плохо сохранившимися раковинками фораминифер, также присутствуют: раковинный детрит, диатомовые водоросли и спорово-пыльцевые комплексы. Наряду с моллюсками: *Portlandia arctica* (Gray), *Portlandia intermedia* (M.Sars), *Astarte* sp., в алевроитах содержится комплекс морских, солоноватоводных и пресноводных диатомовых водорослей *Centrales* и *Pennales*. Отмечается заметное количество пресноводных форм в фаунистически охарактеризованных морских осадках. По палинологическим определениям в отложениях преобладает пыльца хвойных: *Pinus silvestris* (L) и *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., с *Picea* sp. и *Abies* sp. Содержится также пыльца *Betula* и *Alnus* sp. Микрофауна представлена мелководным эврибионтом *Ammotium cassis* (Parker); *Reophas curtus*, *Haykesina orbicularis*, *Eggerella advena* (Cushman). Отмечаются виды дальневосточного происхождения (*Reophas micuceus*, *Grabratella beringovensis*, *Buccella Limpida*) *Petroelphidium anaabarens*. Эти осадки формировались в мелководном бассейне, с глубинами до 30 м, при аркто-бореальных климатических условиях, в казанцевский трансгрессивный этап развития региона.

Верхнелептостеновые отложения (Q_{III}) залегают, в основном, на средне-верхнелептостеновых отложениях. В акватории они представлены песками и алевроитами с примесью торфа и растительных остатков. На суше они слагают озёрные террасы и представлены озёрно-болотными алевроитами и торфом с клиньями льда. Мощность верхнелептостеновых осадков колеблется от первых метров до 10–15 м.

Органические остатки в верхнелептостеновых осадках содержатся в большем количестве, чем в подстилающих отложениях. Они представлены детритом двустворок и раковинками фораминифер. В мелководной губе встречаются моллюски: *Portlandia arctica*, *Astarte borealis placenta*, *F. Montaniqui fibula*, *Astarte sibirica* *Lyonsia arenosa*. Для приустьевых частей характерны: *Portlandia aestuariorum*, *Cyrtodaria kuriana*. При входе в губу в осадках

встречаются арктические формы: *Astarte acuticostata*, *Macoma moesta*, *M. torelli*, *Macoma calcarea* и др. Фораминиферы представлены видами: *Reophas curtus*, *Ammotium inflatum*, *Eggerella advena* (Cushman) и др. Изредка можно встретить *Elphidium claratum*, *E. orbiculare*, *Bucella frigida*, *Eggerella advena*, *Protonella atlantica*, *Cunlata arctica* и др. Эти осадки образовались в условиях мелководного бассейна, периодически осушаемого, при аркто-бореальных климатических условиях. Они отвечают каргинскому трансгрессивному этапу развития региона.

Голоценовые осадки (Н1) развиты на акватории и прилегающей суше. На участках развития коренных пород и отложений серкинского горизонта они представлены грубозернистым материалом с включениями щебня и гравия. У берегов, сложенных неоплейстоценовыми отложениями, голоценовые осадки представлены алевритами и глинистыми осадками. Голоценовые осадки на суше – это элювиальные и делювиально-солифлюкционные образования, на акватории – галечники, пески и алевриты.

Органические остатки в голоценовых осадках на акватории представлены видами, характерными для мелководной зоны арктического региона. Здесь развита высокоарктическая фауна с преобладанием эвригалинных и солоноватоводных форм, аналогичных отложениям верхнего неоплейстоцена. Раковины моллюсков имеют хорошую сохранность; в них разнообразна и обильна кайнозойская микрофауна. В спектре спор и пыльцы преобладает пыльца древесных растений и тундровой растительности. Диатомовые водоросли представлены четвертичными формами. Они отвечают голоценовому незавершённому трансгрессивному циклу.

К пляжевым осадкам губы, приурочена Чокурдахская россыпь. Она является типичной для тектонических уступов длительного (миоцен-голоцен) развития. Россыпь протягивается на 2,4 км, при ширине 520–800 м, на флангах – 240 м и мощности 4–58 м. Максимальные содержания олова (до 6,9 кг/м³) установлены в плиоцен-раннеоплейстоценовых отложениях серкинского горизонта, при средних содержаниях по россыпи – 737 г/м³.

Неоплейстоценовые и голоценовые осадки содержат «проходные» органические остатки. Их отличие заключается в количественном содержании, разнообразии и степени угнетённости форм; в наличии или отсутствии трубочек полихет и остатков водорослей, в вещественном составе.

Вскрытые в губе неоплейстоцен-голоценовые отложения представлены песками, алевритами, глинами и их микститами (смесями). По породообразующим минералам, они имеют, в акватории губы, полевошпат-кварцевый состав, в прибрежной зоне – кварц-полевошпатовый. Содержание аксессуарных минералов в неоплейстоцен-голоценовых отложениях варьирует в пределах 1–10 %. По аксессуарным минералам, песчано-алеврито-глинистые отложения имеют чёрнорудно (7,7–11,05 %)–эпидот (10,6–14,9 %)–амфиболовый (20,9–31,4 %) состав. Пироксены, апатит, турмалин, гранаты, циркон, лейкоксен и хлорит содержатся в количестве первых процентов по всем

гранулометрическим типам отложений. В виде редких знаков присутствуют эгирин, ксенотим, ортит, анатаз, ставролит, шпинель, силлиманит, свойственные гранитоидным или контактово-метаморфическим породам. Наличие в осадках пренита, пирита, брукита и анатаза указывают на то, что гранитоидные породы были подвержены гидротермальному изменению. Минералы: рутил, ксенотим, ортит, монацит – свойственны пегматитовым жилам. Для неоплейстоцен-голоценовых отложений Ванькиной губы характерно увеличение выхода тяжёлой фракции от 0,89 % – в глинах, до 2,07 % – в песках. По глинистым минералам, верхненеоплейстоцен-голоценовые отложения акватории имеют хлорит(20–30 %)-гидрослюдистый (60–70 %) состав.

Исходя из состава верхненеоплейстоцен-голоценовых отложений Ванькиной губы можно заключить, что формирование их происходило при аналогичных условиях. Источниками терригенного материала являлись берега, сложенные гранитоидными или контактово-метаморфическими породами; рыхлые четвертичные отложения морских террас и пляжей; размываемый материал подводных возвышенных участков и речной сток.

По условиям залегания и характерным признакам выделенные слои осадков диагностируются уверенно. Границы между слоями проведены на основании комплексного литологического анализа состава верхнекайнозойских отложений.

Material of the ground sampling and drilling carried out in Vankino Guba and the coast by employees of VNIIOkeangeologia during last 50 years analyzed. Geology and peculiarities of the Cenozoic sedimentation of the Guba and the adjoining water areas' were studied for the purpose of revealing minerals and matter composition. It was specified that sources of terrigenous material were the shores combined of granites or contact-metamorphic rocks; friable Quaternary sedimentation of the sea terraces and shores; a washed away material of the subwater elevations and river flows.

**В.А. Кошелева, Г.А. Черкашёв, Я.В. Неизвестнов,
С.В. Булдаков, Н.А. Куринный**

(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: vkosheleva@bk.ru)

**Особенности вещественного состава кайнозойских
отложений в акватории Эбеляхской губы (море Лаптевых)**

**V.A. Kosheleva, G.A. Cherkashov, Ia.V. Neizvestnov,
S.V. Buldakov, N.A. Kurinnyj**

(VNIIOceangeologia, Sankt-Petersburg)

**Features of material composition of the Cenozoic sediments
in the water area of Ebelychskay Guba (Laptev Sea)**

Арктический шельф России является объектом комплексного геологического изучения в связи с приуроченностью к нему различных полезных ископаемых. В Эбеляхской губе и в районе мыса Святой Нос сотрудниками НИИГА–ВНИИОкеангеология проводилось изучение кайнозойских отложений, с целью выявления площадей перспективных на россыпные месторождения олова. К тому же, шельф восточно-арктических морей является перспективным, на крупные скопления углеводородов. Северо-западнее губы находится перспективная нефтегазоносная структура «Столбовский горст», западнее – Шелонская структурная терраса.

Эбеляхская губа находится в юго-восточной части моря Лаптевых. Она дугообразно вдаётся в материк между мысами Святой Нос и Чуркин (полуостров Широкостан). Вдоль южного берега и в её вершине лежат обширные (>10 км) отмели. Восточный берег губы – низкий, с ровной поверхностью; к мысам он повышается. Берег губы прорезан местными реками. Прибрежная часть суши входит в состав Яно-Индибирской низменности, ступенчато поднимающейся до 180 м над уровнем моря и понижающейся к берегам. На прибрежных участках она выходит к берегу, образуя 10–30 м уступы, сложенные вечномерзлыми отложениями. На суше, от мыса Святой Нос, возвышаются останцы коренных пород, вытянутые в юго-восточном направлении, сложенные нижнемеловыми гранитоидами. Массив Святой Нос (высота – 394 м), на границе с бассейном, имеет абразионные уступы. В основном, берега губы – отмельные и низменные, плавно погружающиеся под уровень моря. На дне губы, отмечается банка, с глубинами 2,7 м. В основном, глубины не превышают 10 м.

Работа выполнена по материалам донного опробования и бурения, проведённого в Эбеляхской губе и побережье сотрудниками ВНИИОкеангеология за последние 50 лет. Опробование донных отложений проводилось скважинами вибробурения (160), на глубину до 4,5 м, грунтовыми трубками (17) и бурением со льда – (5), до 41 м. Интервалы опробования – 1,0 м, 0,4 м и 0,6 м. Анализам было подвергнуто более 500 образцов. Опробованы были и осадки прибрежной части мыса Святой Нос, со стороны пролива Лаптева.

Мыс Святой Нос сложен нижнемеловыми терригенными, вулканогенно-осадочными и эффузивно-пирокластическими образованиями, прорванными интрузией гранитоидов того же возраста. Вмещающие породы - контактово-метаморфизованы. По геофизическим данным, интрузия гранитоидов занимает обширную (~400 км²) площадь и прослеживается под дном акватории губы и пролива Дм. Лаптева. Кровля интрузии погружается под дно бассейна с углами падения от 40' до 1°. В пределах района выделяются северо-западная и северо-восточная системы трещин.

Мощность рыхлых отложений в акватории колеблется от сантиметров, у берегов мыса Святой Нос до 100 м, на расстоянии 3–8 км от него, в основном – от 60 м до 200 м. В их разрезе принимают участие: верхнемеловая–палеогеновая кора выветривания, олигоцен-миоценовые, плиоценовые, плиоцен-нижнелептоценовые, средне-верхнелептоценовые, верхнелептоценовые и голоценовые образования, а также нерасчленённые элювиально-делювиальные отложения.

Кора выветривания вскрыта буровыми скважинами в береговых обрывах района мыса Святой Нос и пролива Дм. Лаптева. Развита она на терригенных, эффузивных и интрузивных мезозойских гранитоидах. Её развитие происходило в раннем палеогене и позднем олигоцене – раннем миоцене. Кора выветривания представлена дресвой и обломками пород в песчано-глинистом материале, сменявшимися, вверх по разрезу, пёстро окрашенными гидрослюдистыми глинами, с примесью каолинита, монтмориллонита и гидроксидов железа, с дресвой и щебнем. Мощность её составляет первые метры. Кора вскрыта большинством скважин на акватории и суше, что свидетельствует о её повсеместном площадном распространении. В верхней части разреза в материале коры встречаются органические остатки, представленные спорово-пыльцевым комплексом, в котором преобладает пыльца серёжкоцветных: *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp. и хвойных: *Picea* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp.; присутствует пыльца широколиственных пород; встречается пыльца семейств *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают *Polypodiaceae*, *Sphagnum* sp, единично *Osmunda* sp, *Leiotriletes* sp.. По органическим остаткам, возраст привнесённого в кору выветривания материала, определяется, как плиоценовый (N₂¹⁻²).

Оligocen-миоценовые отложения (р₃-N) залегают на коре выветривания в зонах опускания севернее мыса Святой Нос и в проливе Дм. Лаптева, с размывом. Они представлены переслаивающимися алевритами, глинами, песками, изредка, бурыми углями, с включениями обломков древесины. Вскрытая мощность этих отложений, на северном берегу мыса Святой Нос, достигает 76 м. Возраст устанавливается на основании палинологических спектров, в которых преобладают теплолюбивые формы древесной группы семейства *Betulaceae* и *Pinaceae*, стратиграфическим положением в разрезе и особенностями состава. Рыхлые кайнозойские отложения характеризуются

значительной (десятки–сотни метров) мощностью в Эбеляхской губе, вокруг мыса Святой Нос и в проливе Дм. Лаптев.

Плиоценовые отложения (N_2) вскрыты на акватории пролива Дм. Лаптева. Они представлены мелкозернистыми серыми и бурыми песками и алевроитами с включениями гальки. Органические остатки представлены спорово-пыльцевым комплексом, в котором преобладает пыльца серёжкоцветных: *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp. и хвойных: *Picea* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp., присутствует пыльца широколиственных пород, встречается пыльца семейств *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают *Polypodiaceae*, *Sphagnum* sp, единично *Osunda* sp, *Leiotriletes* sp.. Диатомовые водоросли представлены морскими и пресноводными видами. В составе пресноводной группы доминируют вымершие неогеновые виды рода *Aulacoseira* (*A. praegratulata*, *A. praedistans*, *A. praeislandica*, *A. praegratulata*, *A. jouseana*). Морские диатомовые представлены флорой арктических морей: *Thalassiosira bramaeputrae*, *T. bramaeputrae* v. *septentrionalis*, *T. gravis* и др., и неогеновыми видами: *Ruxidicula zabelinae*, *Thalassiosira miocenica*. Накопление их происходило в прибрежной зоне моря. Часть микрофоссилий была переотложена. По органическим остаткам, возраст отложений определяется, как плиоценовый (N_2^{1-2}).

Плиоцен-нижнеленоплейстоценовые отложения (N_2-Q_1) серкинского горизонта установлены бурением на участках поднятий, в районе мыса Святой Нос и в акватории пролива Дм. Лаптев. Они представлены песками с прослоями алевроитов, линзами торфа, галькой и гравием. Мощность отложений – 8–23 м. На побережье мыса Святой Нос, отложения серкинского горизонта залегают с размывом на коре выветривания, вскрыты в обнажениях и характеризуются двучленным строением. Для отложений нижнего подгоризонта (разрез снизу вверх) характерно преобладание песчаных и алевроитовых фаций с прослоями песков и галечников, с включением торфа и стволов деревьев. Мощность подгоризонта – до 12 м. Отложения верхнего подгоризонта сложены галечниками, мелкими валунами с суглинистым заполнителем, песками с гравием и галькой. Мощность верхнего подгоризонта – 20 м. На остальных участках эти осадки представлены ожелезнёнными песками с включениями гальки и валунов. Возраст установлен по их положению в разрезе и палинологическим определениям, характерным для плиоцена, добавленных редкими остатками морских моллюсков: *Portlandia arctica* (Gray), *Portlandia intermedia* (M. Sars), *Astarte* sp. Эти отложения характеризуются повышенной оловоносностью.

Средне-верхнеленоплейстоценовые отложения ($Q_{II}-Q_{III}$) широко развиты на акватории губы, в проливе и на суше. Они сложены толщей серых или бурых оторфованных алевроитов с включениями растительных остатков. На суше они слагают лагунно-дельтовую, озёрно-аллювиальную и маршево-дельтовую равнины. Залегают на плиоцен-нижнеленоплейстоценовых образованиях и перекрываются верхнеленоплейстоценовыми и голоценовыми

осадками. Мощность средне-верхнеплейстоценовых отложений в акватории равна ~10–15, до 32 м, на прилегающей суше – <70 м. Из органических остатков, кроме микрофауны, присутствуют: раковинный детрит, диатомовые водоросли и спорово-пыльцевые комплексы. Микрофауна представлена угнетёнными и плохо сохранившимися раковинками фораминифер: мелководным эврибионтом *Ammotium cassis* (Parker); *Reophas curtus*, *Haykesina orbicularis*, *Eggerella advena* (Cushman). Отмечаются дальневосточные виды (*Reophas micuceus*, *Grabratella beringovensis*, *Buccella Limpida*) и чукотский вид – *Petroelphidium anaabarense*. Наряду с моллюсками: *Portlandia arctica* (Gray), *Portlandia intermedia* (M.Sars), *Astarte* sp., в алевритах содержится комплекс морских, солоноватоводных и пресноводных диатомовых водорослей *Centrales* и *Pennales*, среди которых морские формы часто являются третичными переотложенными. Отмечается заметное количество пресноводных форм в морских осадках. По палинологическим определениям, в отложениях преобладает пыльца хвойных: *Pinus silvestris* (L) и *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr, с *Picea* sp. и *Abies* sp. В меньшем количестве содержится пыльца *Betula* и *Alnus* sp. Эти осадки формировались в условиях мелководного бассейна, с глубинами <30 м, при аркто-бореальных климатических условиях, в казанцевский трансгрессивный этап развития региона.

Верхнеплейстоценовые отложения (Q_{III}) сложены песками и алевритами с примесью торфа и растительных остатков, на суше – озёрно-болотными алевритами и торфом с клиньями льда. Мощность отложений – до 15 м. Органические остатки представлены детритом моллюсков (*Portlandia arctica*, *Astarte borealis placenta*, *F. Montanica fibula*, *Astarte sibirica* Lyonsia arenosa), раковинками фораминифер (*Reophas curtus*, *Ammotium inflatum*, *Eggerella advena* (Cushman) и др.). Для приустьевых частей характерны: *Portlandia aestuariorum*, *Cyrtodaria kurtiana*. В осадках встречаются арктические формы: *Astarte acuticostata*, *Macoma moesta*, *M. torelli*, *Macoma calcarea* и др.; *Elphidium claratum*, *E. orbiculare*, *Buccella frigida*, *Eggerella advena*, *Protonella atlantica*, *Cunlata arctica* и др. Эти осадки формировались в условиях мелководного, периодически осушаемого, бассейна, при аркто-бореальных климатических условиях. Они отвечают каргинскому трансгрессивному этапу развития региона.

Голоценовые осадки (H) развиты на акватории и прилегающей суше. На акватории они представлены галечниками, песками и алевритами. На участках развития коренных пород и отложений серкинского горизонта, в их составе преобладает грубозернистый материал с включениями щебня и гравия. У берегов, сложенных рыхлыми отложениями, они представлены алевритами и глинистыми осадками. Голоценовые осадки на суше – это элювиальные и делювиально-солифлюкционные образования. Мощность их не превышает 10 м, в понижениях рельефа, на абрадируемых участках дна – может составлять сантиметры или отсутствовать. Органические остатки в голоценовых осадках представлены видами, характерными для мелковод-

ной зоны арктического региона. В акватории развита высокоарктическая фауна с преобладанием эвригалинных и солоноватоводных форм, аналогичных отложениям верхнего неоплейстоцена. Раковины четвертичных моллюсков имеют хорошую сохранность. В спектре спор и пыльцы преобладает пыльца древесных растений и тундровой растительности. Диатомовые водоросли представлены четвертичными формами. Они отвечают голоценовому незавершённому трансгрессивному циклу. Голоценовые осадки в прибрежной зоне губы, юго-восточнее мыса Святой Нос, содержат до 20 г/м³ касситерита и знаковые содержания золота. Их источником, вероятно, были не только интрузия гранодиоритов, подверженная пневматолито-гидротермальной минерализации; их кора выветривания, но и плиоцен-нижнеоплейстоценовые отложения серкинского горизонта, залегающие с размывом на отложениях коры выветривания. Кроме того, полезный компонент (касситерит) в редких и единичных знаках, отмечается в песчаных и песчано-алевритовых отложениях прибрежной части мыса Святой Нос.

Matter of the ground sampling and drilling carried out in Ebelychskaya Guba and the coast by employees of VNIIOceangeologia during last 50 years analyzed. Geology and peculiarities of the Cenozoic sedimentation of the Guba and the adjoining water areas' were studied for the purpose of revealing minerals and matter composition. It was specified that sources of terrigenous material were the shores combined of granites or contact-metamorphic rocks; friable Quaternary sedimentation of the sea terraces and shores; a washed away material of the subwater elevations and river flows.

**М.А. Левитан¹, И.А. Рощина¹, В.Ю. Русаков¹,
К.В. Сыромятников¹, Р. Шпильхаген²**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
e-mail: m-levitan@mail.ru; ²IFM-GEOMAR, Киль, Германия)

**Четвертичная история осадконакопления на подводном
хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан)**

**M.A. Levitan¹, I.A. Roshchina¹, V.Yu. Rusakov¹,
K.V. Syromyatnikov¹, R. Spielhagen²**

(¹Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow, ²IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**Quaternary sedimentation history of the Lomonosov Ridge
(the Arctic Ocean)**

В последние годы глубоководное ложе Северного Ледовитого океана привлекает внимание не только ученых, но и широкой общественности. Не в последнюю очередь это явление обусловлено неурегулированностью проблем континентального шельфа (в понимании этого термина с точки зрения международного морского права, а не геологии). Особенно часто в этом контексте упоминается подводный хребет Ломоносова, протягивающийся через весь Северный Ледовитый океан от континентальной окраины моря Лаптевых до континентальной окраины Северной Гренландии. Уплотненная гребневая поверхность хребта прослеживается на глубинах от 900 до 1400 метров; его склон, обращенный к котловине Макарова – пологий, а к котловине Амундсена – крутой. Вытянутый в северо-восточном направлении хребет обладает извилистой формой, в частности в районе северного полюса он образует изгиб, и на дне океана в точке с координатами полюса находится глубоководная котловина Амундсена. Практически все специалисты считают, что хребет Ломоносова обладает земной корой континентального типа. Методами сейсморазведки в основании осадочного чехла обнаружены рифтогенные структуры, заполненные осадочными комплексами предположительно позднеюрского-раннемелового возраста, а выше залегает плитный осадочный комплекс позднемелового-кайнозойского возраста. Большинство тектонистов, придерживающихся плейт-тектонических взглядов, считают рассматриваемый хребет микроконтинентом, оторванным от Баренцевоморского шельфа на границе раннего и позднего мела. Другие специалисты рассматривают хребет Ломоносова в качестве крупной структуры, находящейся практически в месте своего формирования в фиксированном положении и испытывавшей только вертикальные движения.

Не меньшие разногласия в недавнем прошлом вызывала и четвертичная история хребта. Совсем недавно закончились споры о типичных скоростях пелагической седиментации в четвертичное время: сантиметры или милли-

метры в тысячу лет. В итоге победила первая точка зрения. Судя по последним опубликованным данным [1; 2], в течение четвертичного периода, тем не менее, могли существовать некоторые отрезки времени с заметно уменьшенными скоростями седиментации. Среди имеющихся публикаций по четвертичному осадконакоплению преобладают работы, посвященные стратиграфии и палеоокеанологии в течение последних 200 тыс. лет [3–9]. Проведенное на хребте глубоководное бурение (рейс 302) позволило пройти весь разрез четвертичных отложений [2]. В то же время исследований проблем литологии, минералогии и геохимии, положенных на четкую стратиграфическую основу, пока явно недостаточно.

В основе нашего сообщения лежат оригинальные материалы исследования двух колонок донных осадков (PS70/319 и PS70/358), поднятых с вершины хребта Ломоносова в ходе рейса НИС «Поларштерн» (Германия) ARK XXII-2 в 2007 г., в котором принимали участие Р. Шпильхаген (начальник отряда морской геологии) и В.Ю. Русаков. В качестве опорного разреза выбрана колонка PS2185, не только относительно близко расположенная к нашим колонкам, но и обладающая хорошим стратиграфическим расчленением [7], с изученной рентгенофлуоресцентным методом [10] неорганической геохимией, а также детально исследованными комплексами тяжелых минералов [11]. Эти же методы изучения вещественного состава, дополненные гранулометрическим и компонентным анализом, были применены и нами. Литологическое описание в рейсе выполнено Р. Шпильхагеном. Компонентный состав под микроскопом изучен К.В. Сыромятниковым. Гранулометрические анализы выполнила Л.А. Задорина, а рентгенофлуоресцентный анализ – И.А. Рощина. Обработка геохимических данных сделана В.Ю. Русаковым и М.А. Левитаном. Тяжелые минералы в небольшом числе образцов исследовала А.А. Карпенко. Лито- и хемотратиграфический анализ применил М.А. Левитан. Результаты традиционных изотопно-стратиграфических исследований раковин фораминифер (Р. Шпильхаген) пока не готовы.

Для стратиграфических построений мы использовали стратиграфическую концепцию Г.П. Леонова [12], в основе которой лежит выделение на основе всей имеющейся информации реальных геологических тел и последующее их сопоставление со стратиграфическими шкалами. Сейсмостратиграфические и литологические данные, полученные в рейсе [13], убедительно свидетельствуют о горизонтально-слоистой структуре четвертичного осадочного чехла. По совокупности литологических и геохимических данных нами выделены две толщи, которые, кстати, прослеживаются и в других надежно расчлененных колонках центральной части хребта Ломоносова: *ломоносовская* и *полярная*. *Ломоносовская* толща представлена переослаиванием обогащенных и небогатых айсберговым материалом обломочно-глинистых осадков, сформировавшихся в течение изотопно-кислородных стадий (ИКС) 1-6. Ниже располагается *полярная* толща, сложенная

довольно однородными существенно глинистыми осадками алевроитового и алевроито-пелитового состава, в которых айсбергового материала чрезвычайно мало. В наших колонках эта толща охватывает ИКС 7 и нижерасположенные осадки четвертичных ИКС не установленного возраста. В материалах рейса глубоководного бурения на хребте Ломоносова осадки, соответствующие *полярной* толще, прослежены до основания четвертичного разреза [2].

Ломоносовская толща состоит из литохемотратиграфических (ЛХСГ) горизонтов, номера которых соответствуют номерам ИКС, но объем самих ЛХСГ не равен стратиграфическим объемам соответствующих ИКС. Осадки нечетных ЛХСГ, как правило, более тонкозернистые, содержат больше биогенных карбонатов, гидроокислов железа, пониженные отношения кварца к полевым шпатам, пониженные содержания обломков горных пород и рассчитанного по химическим данным кварца. Их химический состав характеризуется повышенными концентрациями Al, Ti, Fe, Mn (особенно четко), Mg, Na, K, Ca, P, LOI, большинства микроэлементов, особенно таких подвижных как Cu и Ni. Для четных ЛХСГ, напротив, типично более крупнозернистое сложение, повышенные содержания обломков горных пород и кварца, а также увеличенные кварц-полевошпатовые отношения, пониженные в целом концентрации карбонатов. Для химического состава характерно увеличение содержания SiO_2 в ряде случаев – Zr и Ba. Для почти всех остальных исследованных элементов характерны пониженные содержания. Осадки *полярной* толщи по своим характеристикам напоминают осадки нечетных ЛХСГ.

Все изученные отложения по тяжелым минералам относятся к гетит-чернорудно-роговообманковому комплексу с явным доминированием обыкновенных роговых обманок. Судя по литературным данным [11], обработанным нами, в донных осадках снизу вверх по разрезу отношение клинопироксен-эпидот резко повышается на границе ИКС 3 и ИКС 4.

По своим химическим характеристикам в целом осадки *полярной* толщи и нечетных ЛХСГ *ломоносовской* толщи близко похожи на глинистые отложения мезозойских складчатых поясов [14], а осадки четных ЛХСГ – на эти же осадки, но с заметной примесью материала песчанистых отложений тех же поясов [14].

Проведенные седиментологические исследования выявили существование обратно пропорциональной зависимости между содержанием песчаных фракций и суммой алевроитовых и пелитовых фракций, в то же время между алевроитом и пелитом в осадках с небольшим количеством песчаного материала существует четкая положительная корреляция. Столь же хорошая корреляция была установлена между концентрациями SiO_2 и содержаниями кварца в осадках.

В совокупности проделанные исследования позволили сделать ряд выводов. Отложения нечетных ЛХСГ *ломоносовской* толщи формировались в

относительно теплых условиях межледниковий и интерстадиалов за счет материала морской взвеси и, в меньшей степени, морского льда. Для отложений четных ЛХСГ характерна повышенная роль айсбергового материала песчаной, а иногда и алевритовой размерности. Они формировались в более суровых климатических условиях во время оледенений и стадиалов, связаны с образующимися или разрушающимися континентальными ледниковыми щитами. Отложения *полярной* толщи накапливались в подледных условиях, когда существовали обширные поля морского льда с разводьями, а айсберги практически отсутствовали. Это свидетельствует о менее суровом климате, чем во время накопления нечетных ЛХСГ, и о меньшей его контрастности по сравнению с временем образования *ломоносовской* толщи.

Питающими провинциями изученных осадков служили мезозойские складчатые пояса северо-востока Евразии, включая зоны скупивания террейнов на Чукотке. В холодные эпохи повышалась относительная роль песчаников предположительно верхоянского комплекса, попадавших впоследствии при движении ледников в состав айсбергов. Отмеченные особенности отношения клинопироксенов и минералов группы эпидота объясняются историей оледенения и дренирования плато Путоран. Основным транспортным механизмом для переносимого айсбергами песчаного материала служила Полярная ветвь Трансполярного дрейфа. Судя по кратковременному увеличению концентраций обломочных карбонатов в осадках ИКС 3 [11], в это время произошло смещение к северу циркуляции моря Бофорта.

Фациально-генетический анализ выявил фациальную изменчивость четвертичных отложений по простиранию подводного хребта Ломоносова, обусловленную различиями в питающих провинциях, механизмах и путях транспортировки осадочного материала, механизмах его аккумуляции и условиях осадкообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00221) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16.

1. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
2. O'Regan M., King J., Backman J. et al. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S19, doi:10.1029/2007PA001551.
3. Stein R., Schubert C.J., Vogt C. et al. Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates and salinity changes in the latest Pleistocene and Holocene eastern central Arctic Ocean // *Mar. geol.* 1994. Vol. 119. P. 250-268.
4. Darby D.A., Bischof J.F., Jones G.A. Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // *Deep-Sea Res. II*. 1997. Vol. 44. N 8. P. 1745-1757.

5. Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic sediments constrain Pleistocene chronology // *Geology*. 2000. Vol. 28. N 1. P. 23-26.
6. Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and Polar domains of surface water mass distribution and ice cover // *Paleoceanography*. 2003. Vol. 18. N 3. 1063, doi: 10.1029/2002PA000781.
7. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quatern. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1455-1484.
8. Mikkelsen N., Nørgaard-Pedersen N., Kristoffersen Y. et al. Radical past climatic changes in the arctic Ocean and a geophysical signature of the Lomonosov Ridge north of Greenland // *Geol. Surv. Denmark and Greenland Bull.* 2006. Vol. 10. P. 61-64.
9. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Некоторые черты палеогеографии хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // *Вестн. МГУ, сер. геогр.* 2009 (в печати).
10. Schoster F. Terrigenem Sedimenteintrag und Paläoumwelt im spätquartären Arktischen Ozean: Rekonstruktionen nach Haupt- und Spurenelementverteilungen // *Ber. Polarforsch.* 2005. N 498. 149 s.
11. Behrends M. Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans // *Ber. Polarforsch.* 1999. N 310. 167 s.
12. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т.1. М.: МГУ, 1973. 530 с.
13. Schauer U. The Expedition ARKTIS-XXII/2 of the Research vessel "Polarstern" in 2007 // *Ber. Polarforsch.* 2008. N 579. 264 p.
14. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

First results of sedimentological, mineralogical, geochemical, and stratigraphic studies of two new sediment cores from Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean) are represented. We revealed two sediment units (Lomonosov and Polar) in Quaternary sediments of near polar area of the ridge and gave them detailed sedimentological and geochemical characteristics.

**М.А. Левитан¹, Ю.П. Гирин¹, И.В. Кубракова¹, В.Л. Лукша²,
И.А. Рощина¹, Б. Саттлер³, О.А. Тютюнник¹,
М.Ю. Чудецкий⁴**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; e-mail: m-levitan@mail.ru, ²Геологический факультет МГУ; ³Институт экологии Австрийской Академии наук, Инсбрук, Австрия, ⁴Институт проблем нефти и газа РАН)

Происхождение голоценовых сапропелей оз. Унтерзее (Восточная Антарктида)

**М.А. Levitan¹, Yu.P. Girin¹, I.V. Kubrakova¹, V.L. Luksha²,
I.A. Roshchina¹, B. Sattler³, O.A. Tyutyunnik¹,
M.Yu. Chudetsky⁴**

(¹Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²Department of Geology, MSU, ³Institute of Ecology, Austrian Academy of Sciences, Innsbruck, ⁴Institute of Oil and Gas Problem, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Origin of Holocene sapropels of Lake Untersee (East Antarctic)

Озеро Унтерзее расположено на высоте 563 м над уровнем моря в горах Грубера в 90 км к югу от российской антарктической станции Новозеландская (Земля Королевы Мод). Основные морфометрические показатели озера (длина 6.5 км, ширина 2.5 км, площадь 11.4 тыс. м², средняя глубина 63.9 м, максимальная глубина 146.8 м, объем 728 млн м³, длина береговой линии 22 км, площадь водосбора 241 км², относительное превышение водосбора до 1400 м) делают его крупнейшим среди современных озер Восточной Антарктиды. Озеро круглогодично покрыто слоем льда. Характерные особенности озера заключаются в щелочных (рН около 11) водах поверхностной водной массы и самой высокой продукции метана среди всех известных озер Земли. В ледовом покрове озера, в водной толще и донных осадках, а также в окружающих покровных и горных ледниках обитают сообщества бактерий-экстремофилов, и некоторые американские астробиологи рассматривают озеро в качестве возможного аналогового района некоторых регионов Европы – спутника Юпитера, или ряда древних обстановок на Марсе. С меньшим основанием можно рассматривать озеро Унтерзее в качестве аналога обстановок седиментации на Земле во время покровных оледенений протерозоя. Все это делает озеро весьма интересным объектом исследования. Его интенсивно изучали немецкие ученые в 80-х и начале 90-х гг. прошлого века. В 2008 г. здесь работала Международная антарктическая экспедиция TAWANI-2008, включавшая в своем составе специалистов из США, России, Австрии и Новой Зеландии. Двое из авторов настоящего доклада (М.А. Левитан и Б. Саттлер) входили в состав этой экспедиции.

Озеро Унтерзее занимает южную часть одноименной горной ледниковой долины, выработанной в аноксигеном массиве и вытянутой в субмери-

диональном направлении. Большую (северную) часть этой долины заполняет ледник Анучина, являющийся частью ледового купола Антарктиды.

Толщина слоя озерного льда варьирует от 3.5 м на севере до 2.5 м на юге. Мы полагаем, что это обусловлено близостью северного края к леднику Анучина. Под фрагментами осадочного материала различного размера обильно развиты криокониты (понижения вытаявания). Вблизи береговой линии отмечено повышенное содержание глыб горных пород на поверхности озерного льда. В периферических частях ледового покрова (moats) наблюдаются его деформации, включая довольно глубокие трещины. Здесь же на поверхности спорадически развиты участки «грязного льда», т.е. скопленный осадочного вещества на льду.

В ноябре–декабре 2008 года во время экспедиции температура воздуха обычно составляла несколько градусов Цельсия выше нуля и лишь редко ночью отмечались минусовые температуры. Атмосферные осадки не выпадали. Сила ветра, как правило, не превышала несколько м/с, но изредка поднимался шквальный ветер силой до 20 м/с и выше. Зимой (южного полушария) температура понижалась до нескольких десятков градусов Цельсия ниже нуля (минимум составлял около -50°C). Необходимое для осушения седиментационных процессов таяние снега и льда может происходить только в течение короткого летнего сезона. Кроме того, фотосинтез в экосистеме озера осуществляется, в основном, также летом, во время полярного дня. Стоит указать на полное отсутствие растительности на склонах изученной горной долины: ни травы, ни мхов, ни лишайников.

Склоны долины очень крутые, иногда практически вертикальные в своей верхней части, где они сложены коренными породами анортозитового массива. Местами анортозиты вмещают дайки и мелкие субвулканические тела норитов, габбро-норитов, плагиогранитов и пегматитов. Возраст всего анортозитового комплекса – примерно 500 млн лет. Нижние части склонов долины заняты террасовидным комплексом боковых морен верхнего плейстоцена.

На анортозитовых склонах местами присутствуют небольшие горные ледники и снежники. Лишь один горный ледник, состоящий из двух частей, разделенных каменной стенкой, и расположенный в юго-восточной части долины, доходит до береговой линии озера, т.е. является выводным. Кроме того, на склонах, сложенных коренными породами, отмечены древние ледниковые цирки. На юго-западе долины морены образуют своеобразный «язык», вытянутый поперек генерального простирания моренного пояса в сторону озера и сформировавший полуостров.

Озерная котловина состоит из двух депрессий: большей (северной) и меньшей (южной), разделенных поперечным подводным хребтом субширотного простирания. Северная котловина ограничена вертикальной ледовой стенкой ледника Анучина на севере и относительно пологими склонами с остальных сторон. В субмеридиональном направлении в центральной части ее северной половины протягивается долина линейной формы, начинаю-

щаяся от подводного окончания ледника Анучина, и заканчивающаяся наиболее глубокой впадиной озера (до 146 м). Южная котловина имеет округлую форму, ширину до 500 м, довольно пологие склоны и впадину в центре с глубиной до 105 м. Подводный хребет имеет клиновидную форму и понижается на восток. Фактически он продолжает под водой моренный полуостров, отмеченный в предыдущем параметре, и скорее всего также сложен моренным материалом. Первопричиной существования анакисических условий в центре южной котловины (в нижних 20–25 м) считается стагнация водной толщи, вызванная существованием отмеченного подводного хребта.

Во время нашей экспедиции при подводных погружениях на глубинах до 30 м специалисты обнаружили практически сплошное распространение на дне бентических матов фотосинтетических цианобактерий родов *Leptolyngbya*, а также (в меньшей степени) *Phormidium* и *Oscillatoria* [I. Hawes, 2009, устное сообщение]. Судя по фотоснимкам, сделанным с помощью глубоководной фотокамеры, отдельные бентические маты встречены на глубинах до 100 м, что косвенным образом свидетельствует о чрезвычайно высокой прозрачности озерной воды. Помимо цианобактерий, описаны следы жизнедеятельности метаногенерирующих, метанооксиляющих, сульфат-редуцирующих бактерий.

Во время экспедиции М.А. Левитан с коллегами при помощи системы UWITEC отобрал в центре южной котловины (глубина 96.4 м) четыре коротких (до 30 см) колонки донных осадков. Кроме того, им описаны морены на склонах горной долины и отобраны образцы заполнителя морен. Б. Саттлер собрала образцы «грязного льда» и коллекцию кризолой из озерного льда около полевого лагеря. Кризолой получены фильтрованием через стекловолоконные фильтры (с диаметром пор 0.45 мкм) талой воды, получаемой из керна льда высотой 10 см и диаметром 5 см. Навески кризолой составили от 0.024 до 0.115 г.

В лабораторных условиях в ГЕОХИ образцы донных осадков, «грязного льда» и заполнителей морен были подвергнуты водно-механическому гранулометрическому анализу (аналитик Л.А. Задорина).

В качестве методов определения вещественного состава перечисленных образцов и кризолой в ГЕОХИ использовали атомно-эмиссионную спектрометрию с индуктивно- связанной плазмой и атомно-абсорбционную спектрометрию с электротермической атомизацией. Редкоземельные элементы отделяли методом ионообменной хроматографии на колонках Dowex AG 50W-X8 и определяли методом АЭС-ИСП. Благородные металлы определяли методом ЭТААС после концентрирования на порошкообразном комплексобразующем сорбенте ПОЛИОРГС-IV. Кроме того, для анализа химического состава использовался метод рентгеновской флуоресценции. Дополнительно было произведено определение Сорг. и CaCO_3 на экспресс-анализаторе углерода в Институте океанологии им. П.П. Шишова (аналитик Н.П. Толмачева). На CHN-анализаторе в ГЕОХИ определены содержа-

ния соответствующих элементов (аналитик А.Х. Галузинская).

На рентгеновском дифрактометре ДРОН-3М с медным анодом в МГУ исследовались пробы пелитовых фракций (менее 0.002 мм и 0.002–0.010 мм) донных осадков и заполнителя морен. Для характеристики глинистых комплексов проводилась съемка порошковых и текстурированных препаратов.

Озерные донные осадки поверхностного слоя представляют собой влагонасыщенные (влажность доходит до 92 %) тонкие терригенные илы (алевритово-пелитовые, пелитово-алевритовые и алевритово-пелитовые с песчаной примесью) черного цвета с высоким содержанием органического вещества (до 15 %). В целом их можно назвать сапропелевыми ледниково-озерными илами. Осадки характеризуются очень высокой насыщенностью метаном. Под микроскопом видно, что в их составе доминируют глинистые минералы, аморфное органическое вещество, тонкая кластика (по преимуществу полевошпатового состава). Заметно присутствие аутигенных сульфидов железа в виде отдельных кристаллов и фрамбоидов пирита. В качестве единичных зерен встречены роговые обманки и кварц. Характерно практически полное отсутствие остатков пресноводных диатомей, столь типичных для антарктических озер. Карбонатов не обнаружено. В низах колонок расположены несколько более крупнозернистые илы, содержащие примесь песчаного материала (возможно, ледникового генезиса).

Криозоли из криоконитов озерного льда – это довольно тонкие (пелитово-алевритовые) осадочные образования, в которых под микроскопом иногда обнаруживается некоторое количество частиц песчаной размерности. В изученных пробах их концентрация составляет от 63 до 303 мг/л. «Грязный лед» представляет собой песчано-гравийный нанос на поверхности озерного льда в нескольких метрах от береговой линии озера. По своим гранулометрическим характеристикам он очень похож на заполнитель морен.

Изученные в нижней части склонов горной долины боковые морены имеют серовато-коричневый цвет и специфический гранулометрический состав: валуны и глыбы составляют около 40 %, щебень и галька – 10–15 %, рыхлый песчано-гравийный заполнитель – 45–50 %. Для заполнителя характерно почти полное отсутствие алевритового и пелитового материала крупные глыбы и валуны в основном представлены породами протерозойского фундамента Восточно-Антарктической платформы.

Гистограмма гранулометрического состава указывает на две особенности: 1) «грязный лед» по составу практически идентичен заполнителю морен и 2) невозможно получить гранулометрический состав озерных осадков за счет эолового развевания рыхлого материала заполнителя морен, его локального переноса на поверхность озерного льда и последующего таяния последнего. Этот процесс, безусловно, существует, однако его роль в формировании алюмосиликатной составляющей донных осадков ничтожно мала.

На дифрактограммах пелитовых фракций обращает внимание значительное содержание в пробах так называемого рентгеноаморфного веществ-

ва. Характерной чертой глинистого комплекса является абсолютное преобладание в его составе гидрослюд. Во фракции < 2 мкм содержание слоистых компонентов варьирует в пределах 78–82 % от суммы глинистых минералов. Основная масса их представлена диоктаэдрическими структурами ($b = 8.99\text{--}9.01$ Å) довольно однородного строения. Важным показателем тонкопелитовой фракции является высокое содержание дисперсных зерен неглинистых минералов. Наибольший вклад в набор обломочных минералов вносят плагиоклазы, кварц, роговая обманка, пироксены. Ведущее место среди них занимают зерна плагиоклазов, представленные преимущественно гаммой основных разностей (от An50 до An90).

Химические анализы показали, что заполнитель морен и «грязный лед», криозоли и, наконец, сапропели не имеют ничего общего. Аллохтонное терригенное вещество осадков формировалось за счет тонко раздробленного вещества глинизированных анортозитов, поставлявшегося выводным ледником («ледникового молока»). Локальный и региональный эоловый перенос играли лишь подчиненную роль. Спецификой сапропелей в плане неорганической геохимии является их резкое обогащение Mo, а также заметно повышенные концентрации Au и Pd, даже по сравнению с терригенными «черными сланцами».

Изучение строения длинных колонок, описанных в литературе, показало, что формирование подводного хребта, приведшее к стагнации, аноксии и формированию сапропелей, произошло в голоцене примерно на уровне 4 тыс. лет назад, в начале неогляциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00221) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 15.

Sapropels of the Lake Untersee (East Antarctic) started their accumulation ca. 4 kyr B.P. due to formation of underwater ridge separated northern and southern depressions of the lake. Allochthonous siliciclastic matter of sapropels is represented by fine broken matter of clayed anorthosites. Sapropels are enriched in Mo, Au, Pd.

М.В. Митяев, М.В. Герасимова

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

**Содержание взвеси в поверхностном слое воды в губах
Ярнышная и Дальнезеленецкая Мурманского побережья**

M.V. Mityaev, M.V. Gerasimova

(Murmansk Marine Biological Institute KSC, Russian Academy of Sciences, Murmansk)

**Concentration of a suspension in a surface layer of water in
Yarnischnaya and Dalnezelenetskaya inlets, Murmansk coast**

Вопрос о количестве выносимого взвешенного вещества в открытую акваторию Баренцева моря из заливов нельзя считать окончательно решенным. Работы последних 20–30 лет [1–6] доказывают, что подавляющее количество взвешенного вещества аккумулируется внутри заливов и лишь ничтожная часть выносится в открытое море. В основном, эти исследования охватывают архипелаги Баренцева моря (Новая Земля и Шпицберген), где поставка осадочного вещества активными ледниками очень велика. На Мурманском побережье, где в связи с особенностями геолого-геоморфологического строения, взвешенного вещества поставляется не так много, как на архипелагах, такие работы не проводились. Об актуальности подобных исследований говорили многие ведущие отечественные ученые [2, 3, 7, 8].

Для определения общей концентрации взвеси использовалась стандартная методика [2, 7, 9]. Пробы воды отбирались в пластиковую емкость объемом 1.5–2 литра, затем фильтровались под вакуумом через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм (диаметр пор 0.45 мкм). После фильтрации морской воды фильтры промывались дистиллированной водой и высушивались при температуре 60°C. В заключении, фильтры взвешивались на электронных весах с точностью до 0.1 мг. При отборе проб морской воды проводилась привязка на местности с помощью портативного GPS навигатора, определялась температура воды термометром с ценой деления 0.1°C и соленость ручным рефрактометром с ценой деления 0.1 ‰.

Губа Дальнезеленецкая в геоморфологическом отношении представляет собой мелководный залив с максимальной глубиной моря 20 м, отделенный от открытой акватории Баренцева моря цепочкой островов и ориентированный параллельно береговой линии. В строение залива выделяется две блюдцеобразные впадины и разделяющее их относительно приподнятое плато. На западе – бухта Оскара, где в литоральной зоне доминирует валунно-галечная фация, а песчано-галечная имеет значительно меньшее распространение. На востоке – бухта Дальний Пляж, где доминирует песчано-галечная фация. В районе Центрального плато литораль резко сокращена до первых метров, где встречаются только валунно-галечная фация. В верхней сублиторальной зоне распространена алевроито-песчаная фация с незначительным количеством донно-каменного материала. На внешней границе

Таблица 1. Губа Дальнезеленецкая, 30 июля 2007 г. (фаза отлива)

№ ст.	Координаты		Глубина моря, м	Гидрология		Содержание взвеси, мг/л
	СШ	ВД		t, °C	S, ‰	
1	69°07.276'	36°06.167'	6.5	6.5	33.8	0.45
2	69°07.180'	36°06.116'	8.3	7.1	33.7	0.78
3	69°07.047'	36°06.063'	15.2	6.9	33.9	0.58
4	69°06.894'	36°05.892'	6.1	6.6	32.8	0.61
5	69°06.755'	36°05.869'	0.5	7.3	31.8	0.63
6	69°06.932'	36°05.495'	1.9	7.6	32.9	0.80
7	69°07.049'	36°05.448'	4.0	6.7	33.9	0.60
8	69°07.144'	36°05.493'	1.1	7.0	33.8	0.67
9	69°07.235'	36°05.400'	2.2	7.5	33.7	0.67
10	69°07.145'	36°05.087'	5.2	7.0	33.8	0.51
11	69°07.082'	36°04.974'	10.8	7.0	33.8	0.61
12	69°07.158'	36°04.695'	8.4	7.0	33.8	0.60
13	69°07.103'	36°04.540'	16.0	7.0	33.8	0.78
14	69°07.082'	36°04.211'	2.6	8.0	33.6	0.75
15	69°07.164'	36°04.023'	6.6	8.5	32.7	0.72
16	69°07.145'	36°04.292'	15.7	8.0	33.7	0.72
17	69°07.319'	36°04.484'	12.8	7.5	33.7	0.67
18	69°07.481'	36°04.592'	26.9	7.5	33.7	0.58
19	69°07.714'	36°04.663'	35.0	6.9	34.0	0.61
20	69°07.543'	36°04.997'	2.0	7.0	33.8	1.00
21	69°07.471'	36°05.182'	8.1	7.1	33.8	0.60

верхней сублиторальной зоны происходит трансформация волн. Большое количество тонких частиц из донных отложений при штормовом волнении могут переходить во взвешенное состояние. В бухту Дальний Пляж впадает небольшой ручей дебитом не более 25 тыс. м³/сутки, а в бухту Оскара два очень маленьких водотока суммарным дебитом менее 1 тыс. м³/сутки. В фазу отлива содержание взвешенного вещества в поверхностном слое воды в губе Дальнезеленецкой в конце июля 2007 г. изменялось от 0.45 до 1 мг/л (табл. 1).

В начале августа 2008 г. в фазу прилива содержание взвешенного вещества в поверхностном слое воды изменялось от 0.42 до 2.16 мг/л (табл. 2). Среднее содержание взвеси в летний период по всей губе составляет 0.78 мг/л. Максимальное содержание взвеси приурочено к берегам, а минимальное к проливам, соединяющим залив с открытой акваторией моря и центральным частям бухт. В районе Центрального плато содержание взвеси близко к среднему значению. Отмечается слабая отрицательная корреляционная связь (ранговый коэффициент корреляции -0.44) между соленостью воды и весовым содержанием в ней взвешенного вещества. Низкое содержание взвеси в проливах, по-видимому, свидетельствует об отсутствии выноса взвешенного вещества из залива.

Губа Ярнышная в геоморфологическом отношении представляет собой типичный фиорд экзарационно-тектонического генезиса, вытянутый с юга на север и ориентированный перпендикулярно береговой линии. В строении

Таблица 2. Губа Дальнезеленецкая, 7 августа 2008 г. (фаза прилива)

№ ст.	Координаты		Глубина моря, м	Гидрология		Содержание взвеси, мг/л
	СШ	ВД		t, °C	S, ‰	
1	69°07.067'	36°04.362'	4.0	8.3	30.7	0.81
2	69°07.058'	36°04.237'	3.5	8.3	32.3	0.96
3	69°07.033'	36°04.103'	1.5	8.5	31.5	0.90
4	69°07.069'	36°04.095'	2.5	8.5	32.2	1.02
5	69°07.114'	36°04.202'	15.5	8.3	32.3	0.89
6	69°07.107'	36°04.341'	17.5	8.3	30.7	0.42
7	69°07.144'	36°04.385'	16.0	8.3	31.5	0.63
8	69°07.147'	36°04.278'	14.5	8.4	30.6	0.65
9	69°07.141'	36°04.084'	11.0	8.5	30.6	0.81
10	69°07.127'	36°03.915'	3.5	8.5	30.7	0.30
11	69°07.179'	36°03.955'	4.0	8.5	30.6	0.91
12	69°07.211'	36°04.154'	5.0	8.3	30.7	0.92
13	69°07.222'	36°04.407'	12.0	8.2	32.3	2.16
14	69°07.350'	36°04.490'	12.0	8.1	31.5	1.01
15	69°07.175'	36°04.540'	10.5	8.3	29.9	0.86
16	69°07.152'	36°04.853'	7.5	8.4	31.4	1.05
17	69°07.126'	36°05.129'	8.5	8.3	31.5	0.91
18	69°07.197'	36°05.441'	3.5	8.4	31.4	1.15
19	69°07.132'	36°05.628'	4.5	8.5	30.6	0.98
20	69°07.072'	36°05.583'	6.5	8.6	30.6	0.90
21	69°07.005'	36°05.495'	7.5	8.6	31.4	0.66
22	69°06.976'	36°05.355'	5.5	8.5	30.6	0.78
23	69°06.841'	36°05.600'	2.5	8.6	30.6	0.78
24	69°06.942'	36°05.692'	6.5	8.6	30.6	0.90
25	69°07.033'	36°05.780'	8.5	8.4	30.6	0.64
26	69°07.117'	36°05.854'	7.0	8.5	31.4	0.80
27	69°07.224'	36°06.180'	11.0	8.4	31.7	0.77
28	69°07.116'	36°06.191'	14.0	8.3	29.9	0.47
29	69°07.007'	36°06.178'	15.5	8.5	29.8	1.01
30	69°06.921'	36°06.118'	9.0	8.7	29.8	1.01
31	69°06.806'	36°06.019'	3.0	8.8	29.8	0.83
32	69°06.687'	36°05.949'	2.0	8.9	29.0	0.96
33	69°07.047'	36°05.023'	8.5	8.7	30.6	0.71
34	69°07.069'	36°04.737'	15.0	8.7	30.6	0.97
35	69°07.078'	36°04.526'	14.0	8.5	31.4	0.94

залива выделяется три впадины, разделенные между собой ригелями. От внутренней части залива к внешней, глубина моря во впадинах постепенно увеличивается от 12 до 70 м. В литоральной зоне резко доминирует валунно-галечная фация, а в сублиторальной зоне – песчаная. В залив впадает один крупный ручей дебитом не более 1500 тыс. м³/сутки, два небольших ручья дебитом около 20 тыс. м³/сутки каждый и более 10 очень маленьких водотоков. В середине августа 2008 г. в фазу прилива содержание взвеси в поверхностном слое воды в губе Ярнышная изменялось от 0.13 до 1.19 мг/л (в среднем 0.88 мг/л) (табл. 3). Максимальное содержание взвеси приурочено к главной зоне смешения водных масс, к берегам и к участку впадения одноименного ручья.

Таблица 3. Губа Ярнышная, 17 августа 2008 г. (фаза прилива)

№ ст.	Координаты		Глубина моря, м	Гидрология		Содержание взвеси, мг/л
	СШ	ВД		t, °C	S, ‰	
1	69°07.936'	36°02.154'	35	9.4	28.9	1.05
2	69°07.876'	36°01.846'	60	9.7	29.8	0.13
3	69°07.805'	36°01.558'	35	9.7	29.8	0.19
4	69°07.720'	36°01.216'	23	9.7	28.9	1.15
5	69°07.367'	36°01.629'	19	9.4	28.9	1.19
6	69°07.374'	36°01.975'	40	9.6	29.7	0.95
7	69°07.403'	36°02.301'	40	9.4	29.8	0.93
8	69°07.444'	36°02.633'	13	9.4	28.9	1.05
9	69°07.164'	36°02.857'	8	9.4	29.8	1.19
10	69°07.106'	36°02.720'	23	9.4	29.8	0.94
11	69°07.053'	36°02.611'	26	9.4	29.8	0.97
12	69°07.009'	36°02.383'	9	9.7	28.9	1.06
13	69°06.702'	36°03.183'	15	9.8	28.5	1.15
14	69°06.687'	36°03.044'	40	9.7	28.9	0.53
15	69°06.655'	36°02.857'	35	9.7	28.3	0.83
16	69°06.402'	36°02.715'	7	9.8	28.1	0.82
17	69°06.372'	36°02.960'	19	9.9	28.1	0.91
18	69°06.385'	36°03.171'	21.0	9.9	28.1	0.80
19	69°06.392'	36°03.362'	14.0	9.8	28.1	0.68
20	69°06.093'	36°03.647'	3.0	10.0	27.4	0.94
21	69°06.081'	36°03.450'	8.0	10.0	28.0	1.17
22	69°06.062'	36°03.170'	10.0	10.0	28.0	1.09
23	69°06.032'	36°02.729'	2.0	10.5	25.8	0.70
24	69°05.689'	36°03.108'	2.0	10.8	22.5	0.83
25	69°05.668'	36°03.259'	7.0	10.4	24.2	0.75
26	69°05.647'	36°03.419'	4.0	10.6	21.0	0.99
27	69°05.396'	36°03.357'	4.0	10.8	17.9	1.03
28	69°05.391'	36°03.111'	10.0	10.5	21.1	0.93
29	69°05.411'	36°02.909'	7.0	10.7	20.3	0.92
30	69°05.441'	36°02.755'	2.0	10.7	20.3	0.28
31	69°05.294'	36°02.808'	2.0	10.7	20.3	0.94
32	69°05.248'	36°02.982'	2.0	10.8	13.2	1.03

Минимальные концентрации взвеси приурочено к устью залива в месте выхода губы в открытую акваторию моря. Между устьем залива и зоной смешения водных масс отмечается широкая область пониженных содержаний взвеси, что позволяет предположить, что основная ее масса, поступающая со стоком ручьев и образующаяся в результате абразии внутренней области залива, не выносится во внешнюю область губы. Выявлено, что отсутствует какая-либо корреляционная связь между соленостью морской воды и концентрацией взвешенного вещества.

Возможно, более высокое среднее содержание взвешенного вещества в губе Ярнышная связано с большим масштабом аллювиального стока в губу, а более высокое содержание взвеси у берегов в губе Дальнезеленецкая связано с широким развитием песчаных пляжей в губе. Содержание взвеси ме-

нее 0.2 мг/л в устье губы Ярнышная, вероятно, характеризует содержание взвешенного вещества открытой акватории моря в конце летнего сезона.

1. Медведев В.С., Потехина Е.М. Вынос терригенной взвеси ледниками Новой Земли в Баренцево море // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 103–110.
2. Шевченко В.П., Северина О.В., Майорова Н.Г. и др. Количественное распределение и состав взвеси в эстуарии Оби и Енисея // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. С. 81–86.
3. Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. и др. Взвесь и вертикальные потоки осадочного вещества в заливе Русская Гавань архипелага Новая Земля // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2008. Вып. 6 (40). С. 87–107.
4. Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных донных отложений в фиорде Хорнсунн, Западный Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2005. Т. 40. С. 408–419.
5. Митяев М.В., Герасимова М.В. Геохимия взвешенного вещества вблизи активного ледника Павлова (залив Иностранцева, архипелаг Новая Земля) // Вестник Южного научного центра. 2007. Т. 3. № 3. С. 51–62.
6. Shevchenko V.P., Ivanov G.I., Shanin S.S. et al. The distribution total suspended matter and particulate organic carbon in the St. Anna Trough and in the Barents Sea // Ber. Polarforschung. 1999. № 342. P. 55–67.
7. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. Гидрооптика и взвесь арктических морей // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. С. 70–79.
8. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. М.: Наука, 2005. 364 с.
9. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. и др. Взвесь и гидрооптика Белого моря – новые закономерности количественного распределения и гранулометрии // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 556–607.

The investigation of a suspension concentration in two genetically different inlets of Murmansk coast is carried out. Obtained data testify that accumulation of a bulk of suspension occurs inside of the inlets, both in zones of mixture of water mass and in axial parts of inlets.

**Э.П. Радионова, Г.Н. Александрова, М.Е. Былинская,
С.И. Ступин**

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

**Палеонтологические результаты драгирования северной
части хр. Книповича и впадины Моллой (24 рейс НИС
«Академик Н. Страхов»)**

**E.P. Radionova, G.N. Aleksandrova, M.E. Bylinskaya,
S.I. Stupin**

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Paleontological Results of Dredging in the Northern Part
of the Knipovich Ridge and Molloy Deep (Leg 24 of RV
“Academician N. Strakhov”)**

Проходивший в сентябре-октябре 2006 г. 24-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» был посвящен комплексным геолого-геофизическим исследованиям северной зоны хребта Книповича и расположенной северо-западнее впадины Моллой [1].

Во время этих работ было выполнено 38 станций драгирования и 8 станций грунтовых трубок. Драгировались рифтовая долина и борта хребта Книповича, склоны впадины Моллой, а также осложняющие склоны Книповича возвышенности, которые были выявлены при проведении батиметрической съемки полигона. Несколько драг, выполненных в бортах хребта Книповича и впадины Моллой, подняли осадочные породы со свежими сколами. Результаты микропалеонтологического изучения этих пород приводятся ниже.

Хребет Книповича.

Наиболее интересные результаты по западному борту хр. Книповича принесли драги S2441 и S2434.

Драга S2441. Драгирование проводилось вверх по западному борту рифтовой долины. Начало станции 77°54,42' с.ш.; 07°12,82' в.д., гл. 2930 м. Отрыв от дна: 77°54,22' с.ш.; 07°04,39' в.д., гл. 2140 м. С диапазона глубин 2930–2100 м было поднято около 300 кг глыб литифицированных осадочных пород со следами недавних сколов и обломков плотных глин. Небольшой процент (около 10%) составляли пластичные серые глины.

В шести образцах, представленных плотными плитчатыми темно-серыми аргиллитами и серыми алевролитами, иногда с карбонатным цементом, с прослойками и линзами песчаника, определены бентосные фораминиферы *Reticulophragmium pauperum* (Chapman), *Cibicidoides alleni* (Plumm.), *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Trochammina* sp., *Ammomarginulina aubertae* Gradstein et Kaminski, *Clavulina* cf. *anglica* (Cush.), *Caudammina* cf. *excelsa* (Dylazanka).

Агглютинирующие бентосные фораминиферы были одной из основных групп микроорганизмов, на основе которых строилась стратиграфия палеогеновых отложений при работах нефтяных компаний в Северном, Баренцевом и Норвежском морях и море Лабрадор [2, 3, 4]. Виды, встреченные в образцах драги S2441, характерны в частности для формации Torsk троговых бассейнов Trommsø и Hammerfest, расположенных в юго-западной части Баренцева моря [4]. Они соответствуют батиальной ассоциации и датируются в интервале верхнего палеоцена–среднего эоцена. Однако на основании присутствия *Reticulophragmium pauciregum*, зонального вида верхнего палеоцена [3], возраст толщи может рассматриваться в более узком интервале, как верхний палеоцен–нижний эоцен.

Только в одном образце (2441/4) этой драги состав фораминифер иной. В образце, представленном мягким серым неровнослоистым алевролитом, встречены планктонные фораминиферы: *Globorotalia opima nana/continua*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus*. По [5] переходная форма *nana/continua* существовала в позднем олигоцене–раннем миоцене по зону N6 включительно. *G. trilobus* появилась в раннем миоцене в верхах зоны N4, а *G. ruber* – в зоне N5. Таким образом, возраст образца 2441/4 можно определить в интервале зон N5–N6 стандартной шкалы (примерно середина раннего миоцена).

Драгой S2434 опробован восточный склон возвышенности, расположенной к западу от рифтовой долины Книповича от гл. 2410 м, 77°42,06' с.ш.; 07°01,65' в.д., до 77°42,28' с.ш.; 06°48,71' в.д., гл. 1402 м. С интервала глубин 2400–1400 м было поднято около 100 кг разнообразных обломков пород и глинистого осадка. Среди обломков твердых пород встречены крупные угловатые фрагменты измененных базальтов, составляющие около 40 %, обломки песчаников (35 %), глинистых алевролитов (10 %) и окатанные обломки пород ледового разноса (15 %). В образце 2434/35, сложенном темно-серым глинистым алевролитом, комплекс бентосных фораминифер близок к описанному из драги S2441: *Spirosigmoilinella* sp., *Glomospirella* sp. emend. Miller et al., 1982, *Lenticulina* sp. и *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.), вид, характерный для раннего эоцена [3]. Таким образом, драгами S2441 и S2434 в средней и верхней частях западного борта хребта Книповича обломки темно-серых аргиллитов и серых неплотных алевролитов по комплексу агглютинирующих фораминифер могут быть отнесены к верхнему палеоцену–нижнему эоцену. Можно предположить, что весь западный борт Книповича, по крайней мере в интервале между драгами S2441 и S2434, представлен отложениями нижнего палеогена. В раннем палеогене глубоководный бассейн, имевший ограниченную связь с океаном, распространялся от Шпицбергена до Норвегии [2].

Несколько неожиданным представляется появление в образце S2441/4 комплекса планктонных фораминифер нижнего миоцена. Однако надо отметить, что в этом же районе судном «Профессор Логачев» драгой K2K-DR-12

в желобе Книповича (от 77°50,97' с.ш.; 07°19,52' в.д. до 77°50,99' с.ш.; 07°22,8' в.д.) с глубин 3480–2630 м были подняты образцы, содержащие комплекс планктонных и бентосных фораминифер олигоцена [6]. Можно предположить, что эти образцы, как и обр. 2441/4, подняты из отложений, слагающих террасовидный уступ в рифтовой долине Книповича

Впадина Моллой.

В нижней части склона впадины Моллой драгами S2401 и S2406 были вскрыты отложения раннего палеогена, по составу микроорганизмов значительно отличающиеся от таковых на хребте Книповича.

Драга S2401 Опробовалась нижняя часть склона в интервале глубин 4500–3800 м (79°04,77' с.ш.; 03°23,7' в.д., гл. 4523 м). Отрыв от дна: 79°04,86' с.ш.; 03°27,41' в.д., гл. 3820 м. Драгирование проводилось вверх по восточному склону впадины Моллой, глубина которой более 5000 м, и отличалось четкими зацепами, отражая отрыв коренных пород от дна. Поднято около 100 кг материала, состоящего из глыб и крупных обломков со следами неровных сколов, а также мелкими обломками и щебенкой. Поднятые породы представлены песчаниками (около 20 %), алевролитами (7 %), аргиллитами (40 %), глиной (30 %) и материалом ледового разноса (3 %). Из обр. 2401/507, сложенного темно-серым плотным аргиллитом, определена *Subbotina cf. triloculinoides* (Plummer), интервал распространения вида ограничен палеоценом.

Драга S2406. 79°10,63' с.ш.; 03°30,79' в.д., гл. 4590 м, 79°10,49' с.ш.; 03°41,13' в.д., гл. 3185 м. Драгирование шло в нижней и средней частях юго-восточного борта впадины Моллой. Драга была заполнена глинистыми осадками и фрагментами коренных пород общим весом около 50 кг. Максимальные обломки достигали 20 см, минимальные 1–2 см. Коренные породы представлены кварцитовидными песчаниками (45%) и двумя типами глинисто-алевритовых пород (50 %) – тонкослоистыми мелко- и среднезернистыми зеленовато-серыми алевро-песчаниками с глинистым цементом, и темно-серыми и черными углистыми аргиллитами. Около 5 % каменного материала составляют породы ледового разноса. Из алевролита 2406/6 и аргиллита 2406/9 выделены *Planorotalites aff. compressa* (Plummer) – характерный вид планктонных фораминифер датских отложений.

В обеих драгах доминирующими породами были плотные темные алевро-песчаники и темно-серые и черные углистые аргиллиты, из которых и были обнаружены редкие планктонные фораминиферы раннего палеоцена. Единичные переотложенные фораминиферы палеоцена отмечались [7] в отложениях 913 скважины 151 рейса ODP в Гренландском бассейне. В наших материалах в драге S2408 также были найдены переотложенные планктонные фораминиферы, диатомеи и диноцисты палеоцена–нижнего эоцена.

Драга S2408. Драгирование по южному борту впадины Моллой захватило по-видимому оползшие породы. Начало – 79°02,80' с.ш.; 03°14,76' в.д., гл. 4939 м. Отрыв от дна – 79°00,83' с.ш.; 03°12,07' в.д., гл. 3450 м. Драгирова-

ние проводилось с нижней части южного борта впадины, где в интервале глубин с 4940–3450 м было поднято около 30 кг обломков в различной степени литифицированных пород, включая глинистые окатыши (2–4 см), заключенные в плотный глинистый осадок. Размер обломков достигает 13 см в поперечном сечении, превалирующий размер – 3–5 см. В составе обломков преимущественно осадочные породы, представленные глинистыми (50 %) и алевритистыми разностями (48 %), а также образцы ледового разноса (2 %).

Только в обр. 2408/5 (зеленовато-серый, слюдястый алевролит) обнаружены пыльца и диноцисты мела и палеогена и диатомеи палеогена. В спектре палиноморф доминирует двухмешковая пыльца хвойных плохой сохранности (*Disaccites*), неопределимая до рода. Споры и пыльца представлены таксонами юрско-раннемелового возраста: *Stereisporites* spp., *Cibotiumspora juncta* (Kara-Murza) Zhang, *Verrucosisporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Foraminisporis asymmetricus* Dett., *Cicatricosisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Laevigatosporites ovatus*, *Laevigatosporites canalicus*, *Inaperturapollenites limbatus*, *Araucariacites australis* Cookson, *Quadriculina limbata* Mal., *Alisporites* sp.; эоцен-раннеолигоценового: *Tricolpites* sp., *Tripurapollenites* spp., *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *Alnus* sp., *Myrica* sp., *Ericaceae* и таксонами широкого стратиграфического распространения: *Leiotriletes* sp., *Cyathidites minor*, *Gleicheniidites* spp.

Состав диноцист также носит смешанный характер и в основном представлен неопределенными хоротными формами плохой сохранности и таксонами широкого стратиграфического распространения: *Achomosphaera* sp., *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams, *Oligosphaeridium* sp. Среди стратиграфически важных видов встречены альбские виды *Litosphaeridium arundum* (Eisenack & Cookson) R.J. Davey, *Chichaouadinium vestitum* (Brideaux) Bujak & Davies; раннемеловые *Pareodina* sp., *Subtilisphaera* sp., позднемеловые *Lejeunecysta* sp., *Surculosphaeridium* cf. *longifurcatum* (Firtion) Davey et al. и эоцен-олигоценовые *Wetzeliiella* sp.

Диатомеи немногочисленны и представлены только раннепалеогеновыми таксонами – *Ruxilla gracilis*, *Rhaphoneis* sp., *Coscinodiscus argus*, *Navicula lopsis constricta*.

Во всех остальных образцах состав палиноморф, так же как и в обр. 2408/5, носит смешанный характер и представлен таксонами юрского, мелового и палеоген-неогенового возраста, отличаясь друг от друга только некоторыми количественными параметрами. Такой состав палинокомплексов в целом характерен для неоген-четвертичных отложений Северной Атлантики [8, 9, 10]. Так, например, в обр. 2408/502, сложенном темно-серым глинистым аргиллитом, доминирует пыльца палеоцен-раннеэоценового возраста: *Trudopollis* sp., *Tripurapollenites robustus* Pfl., *T.* spp., *Triatriopollenites plicoides*, *T. pseudorurensis* Pfl., *T. rurensis* Pflug & Thomson, *T. Rorubituites* Pfl., *T.* sp., *Aquilapollenites cruciformis* Mchedlishvili, эоцен-олигоценового: *Comptonia* sp., *Myrica* sp., *Carya* sp., *Juglans* sp., *Alnus* sp., *Quercus*

sp., *Nuphar*, Ericaceae, олигоцен-неогенового: Compositae, *Polygonium*.

Все образцы драги 2408 на основании встречаемости *Selenopemphix dio-neaecysta* – зонального вида среднего миоцена, и характерных миоценовых таксонов *Selenopemphix brevispinosa subsp. brevispinosa*, *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Barssidinium pliocenicum* могут быть отнесены к миоцену. Эти таксоны присутствуют и в верхнемиоценовых отложениях скв. 908, поднятие Хогвард [11].

Среди диатомей обр. 2408/502 встречены *Trinacria regina*, Tr. exculpta var tetragona, характерные для верхов палеоцена–низов эоцена, но наряду с ними *Nitzschia* sp. – род известный с миоцена. Среди фораминифер определены редкие *Subbotina* cf. *triloculinoides* (Plummer), *Acarinina* cf. *subsphaerica* (*Subbotina*) – планктонные фораминиферы позднего палеоцена. Близкие результаты дают и другие образцы драги S2408.

Таким образом, по палеонтологическим данным из драг S2401, S2406, S2408 во впадине Моллой, на глубинах 4500–3200 м залегают отложения раннего палеогена. Из вышележащих отложений драгой S2408 подняты зеленовато-серые глинистые алевролиты миоцена, содержащие переотложенный микропланктон юры – нижнего мела, палеоцена – раннего эоцена и олигоцена. Палеоценовые отложения, содержащие различные группы микропланктона, в районе пролива Фрама установлены впервые.

Работа выполнена при поддержке Норвежского Нефтяного Директората и гранта Ведущих научных школ № НШ-9664.2006.5, в рамках программы №17 Президиума РАН и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14.

1. Зайончек А.В., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Радионова Э.П. Лаврушин В.Ю., Ескин А.Е., Сущевская Н.М., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Барамыков Ю.Е., Зарайская Ю.А., Пономарев А.С., Летягина Е.А., Маликина Ю.Я., Мутовкин А.Д., Усов В.В., Черных А.А., Ямпольский К.П. Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген. Геология морей и океанов. Т.IV. Мат. XVII Межд. науч. конф. (школы) по морской геологии, М., 2007. С. 82-84.
2. Gradstein F.M., Kaminski M.A., Berggren W.A., Kristiansen I.L., D'Iorio M.A. Cenozoic biostratigraphy of the North Sea and Labrador Shelf // *Micropaleontol.*, Suppl. 1994. Vol. 40. P. 1-152.
3. Nagy J., Kaminski M.A., Johnsen K., Vilehnnner A.C. Foraminiferal, palinomorphic, and diatom biostratigraphy and paleoenvironments of the Tórska Formation: A reference section for the Paleocene-Eocene transition in the western Barents Sea // *Grzybowski Foundation Spec. Publ.* 1997. N 5. P. 15-38.
4. Nagy J., Kaminski M.A., Kuhnt W. et Bremer, M.A. Agglutinated Foraminifera from Neritic to Bathyal Facies in the Palaeogene of Spitsbergen and the Barents Sea // *Proc. of the Fifth Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzy-

bowski Foundation Special Publication. 2000. 7. P. 333-361.

5. Bolli H.M. & Saunders J.B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera // *Plankton Stratigraphy*. Cambr. Univ. Press. 1985. P. 155-262.

6. Гусев Е.А. Олигоценый этап тектонического развития Гренландского моря. // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып.5. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2005. С. 157-167.

7. Spiegel D. Planktonic Foraminifer Cenozoic biostratigraphy of the Arctic ocean, Fram strait (Sites 908-909), Yermak plateau (Sites 910-912), and East Greenland margin (Site 913). // *Proc. ODP, Sci. Results*, 151: College Station, TX, 1996. P. 153-168.

8. Mudie P.J. Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 94, sites 607 and 611, North Atlantic Ocean // *Deep Sea Drilling Project, Initial Reports v. 94*. Washington, DC. 1987. P. 785-812.

9. Mudie P.J. Palynology and dinocyst biostratigraphy of the late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea; ODP Leg 104, Sites 642 and 644. // *In Proc. ODP, Scientific Results v.104*. Texas A&M University, 1989. P. 587-610.

10. Head M.J., Norris G., Mudie P.J. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay // *In Proc. ODP, Sci. Results*, Leg 105. Ocean Drilling Program, College Station, Texas. 1989. P. 467-514.

11. Poulsen, N.E., Manum, S.B., Williams, G.L. and Ellegaard, M. Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of Sites 907, 908, and 909 in Norwegian-Greenland Sea. // *In Proc. ODP, Sci. Results*, 1996. V. 151: College Station, TX, P. 255-287.

In Leg 24 of RV "Academician Strakhov" dredges S2441 and S2434 from the western flank of the Knipovich Ridge have derived argillite and siltstone fragments bearing the Upper Paleocene-Lower Eocene agglutinated foraminifers. Mid-Early Miocene planktonic forams occur in a single sample of dredge S2441. Dredges S2401, S2406, and S2408 from the Molloy Depression slopes provided argillite and sandstone fragments with scarce Paleocene planktonic forams. Greenish-grey clayey siltstones of dredge S2408 are dated by dinocysts as the Miocene. They also contain redeposited Jurassic, Lower Cretaceous and Paleogene palynomorphs and Paleocene-Early Eocene diatoms.

С.М. Слоистов

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

Интеграция архивных и новых материалов по литостратиграфии донных осадков Баренцева моря

S.M. Sloistov

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

Integration of Archive and New Materials on Litostratigraphy of the Barents Sea Sediments

В настоящее время материалы исследований донных осадков Баренцева моря, собранные в первой половине прошлого века практически вышли из научного оборота. Только изредка можно встретить ссылки на работы тех лет, да и то в основном во вводных главах и вступлениях, где упоминаются основатели научных направлений, организаторы и участники первых экспедиций и т.п. Это тем более досадно, так как собранные тогда сведения, во многом, остаются актуальными и по сей день. Особенно первично обработанные фактические геологические данные.

Только в период с 1923 по 1935 гг. проводившиеся многочисленные экспедиции на судах "Персей", "Книпович" и др. позволили отобрать множество проб осадков более чем с 2000 станций в Баренцевом, Карском, Белом и Гренландском морях [1]. При этом были произведены многочисленные лабораторные анализы, включая определения гранулометрического, минерального и химического состава осадков, измерения их физических и химических свойств, а также данные изучения фоссиллий.

Эти и подобные им данные остаются не использованными по различным причинам, среди которых можно выделить:

1. отсутствие возможности обратиться к коллекционному материалу, часто утерянному или в лучшем случае разрозненному, хранящемуся без надлежащего описания, порой в непригодных условиях;
2. труднодоступность первичных рукописных и даже обработанных печатных материалов;
3. неравноценность имеющихся данных, когда в неструктурированном виде, в одном источнике совместно находятся наряду с актуальной и устаревшая информация;
4. необходимость дополнительной семантической расшифровки информации, то есть устранения или замена устаревших понятий, внесение поправок с учетом изменившихся методов и средств исследований и т. п.

Для решения вышеперечисленных проблем требуется разработка и (или) внедрение различных геоинформационных технологий, что с учетом тотальной компьютеризации становится реальностью настоящего времени. Однако, что особенно важно отметить, только "механическое" введение

данных технологий, равно как их разработка без учета специфики конкретных задач исследования снижает эффективность применения. Часто это связано с постановкой вопросов в области поиска, организации, обработки и последующего хранения информации с акцентом на перевод материалов в электронный вид с последующим созданием сетевых библиотек, при не должном учете или даже полном игнорировании проблем в области структурирования и интеграции содержания данных материалов. Разрешение этих и сходных с ними задач требует детального анализа ранее накопленных геологических данных и знаний с учетом эволюции геологической науки и носит скорее характер исследования в области собственно геологии, нежели информатики.

Базой для представляемой нами работы являются печатные материалы, в основу которых положены исследования, начатые профессором Я.В. Самойловым [2], продолженные его последователями и в полной мере обобщенные и систематизированные в монографии "Геология Баренцева моря" М.В. Кленовой [3]. Учитывались и другие исследования того периода, проводившиеся в различных районах (например, ставшие классическими работы Н.М. Страхова и А.Д. Архангельского). Верхняя граница данного периода очерчена нами 1950–60 гг., временем особо бурного развития геологии в нашей стране, становления в современном её виде. Однако, стоит учитывать условность границ взятого нами интервала с 1920–60 гг., их диахронность. В качестве современных использованы опубликованные материалы исследований [4], собранные в 1997–98 гг. (11 и 14 рейсы НИС "Академик Сергей Вавилов").

В основу нашего исследования положен анализ литостратиграфических характеристик, используемых при описании осадков Баренцева моря учеными тех лет в сравнении с современными.

Уже в 1920-х годах с накоплением первого экспедиционного материала в ряде колонок наряду с верхним тонким коричневым слоем и подстилающим его зеленовато-серым песком, песчаным илом или илом замечают нижележащий им более древний осадок с иными параметрами, причём для его характеристик используют не только отличие в цвете, но и изменение его гранулометрического состава, а в последующем физические и химические свойства.

Так, при описании станций 86 и 87 (73°10'N 41°00'E, глубина 314 м; 73°45'N 41°00'E, глубина 315 м, соответственно, "Персей", 1923 г.) взятых в районе Центральной впадины, выделяется верхний слой зеленовато-серого невязкого ила (1–20 см и 1–10 см, соответственно) и подстилающий его до конца колонок серый ил (21–25 см и 10–20 см, соответственно). Основанием выделения последнего, наряду с цветом, служит смешанный материал с небольшими обломками для 86-й станции и плотно сцементированный характер в 87-й [5]. Для сравнения похожее описание применено для колонки 1190 (73°12,4'N 40°56,4'E, глубина 316 м, НИС "Академик Сергей Вавилов",

1997–98 гг.). От 0 до 23 см тёмный оливково-серый ил и подстилающий его до конца колонки серый галечный суглинок (диамиктон) с 23 по 276 см [4]. В последующем с накоплением материала данная тенденция выделения двух видов осадка, верхний из которых относят к современным, а нижний к древним, получает свое распространение.

Со временем во многих колонках начинают выделять переходный между ними слой, "представляющий собой визуальную смесь того и другого осадка и дающий в механическом анализе двухвершинный график механического состава" [3, с. 311], также отмечается его розово-серый цвет, неровность контактов, частая слоистость [3]. К особенностям нижнего слоя наряду с цветом, плохой сортировкой материала, наличием гравия [3, 5], отмечают высокий удельный вес, меньшую пористость, преобладание фракции <0,001 мм [6]. Замечено изменение солёности (по водным вытяжкам), например, солёный, несолёный, слабо солоноватый для современного, переходного и древнего слоев соответственно (станция 632, глубина 335 м, склон Центрального плато [3]) Такое трехчленное деление соответствует современной стратиграфии.

Таким образом, мы можем наблюдать, что литостратиграфическое описание осадков Баренцева моря в исследуемом периоде опирается на подобные современным характеристики и соответствует современным понятиям.

Однако, реальное использование этих данных с применением современных информационно-поисковых систем затруднено из-за необходимости предварительной глубокой переработки. Это объясняется диахронностью установления данной литостратиграфии, постепенным эволюционированием методов и средств изучения осадка. На практике это выражается частым несоответствием описания одного и того же (подобного) типа осадка в рассматриваемый период и сейчас.

Во многих источниках первым слоем может именоваться тонкий верхний коричневый слой. В 1924 г. вопрос о цвете осадка (сером и буром) разбирается Я.В. Самойловым и Т.И. Горшковой [7], где в целом соглашаясь с объяснением Беггильда, изучающего осадки собранные экспедицией 1893–96 гг. на "Фраме", вводит важные уточнения. Положение о быстром нарастании серых осадков и медленном бурых дополняется тем, что "бурые осадки, на глубине, прикрываясь новыми осадками, могут подвергаться обратному процессу – раскислению и делаться серыми" [7, с. 7]. Тем самым фактически утверждается неразрывная связь вместе с часто нижележащим зеленовато-серым осадком, и что особенно важно для литостратиграфии коричневый (бурый) оттенок может выражаться в пятнистости зеленовато-серого. Несмотря на это, выделение коричневого слоя продолжалось, что можно объяснить весьма малой длиной большинства исследуемых колонок, в которых он мог иметь сравнимые с зеленовато-серым размеры.

Малая длина колонок обязывает также критически относиться к выделяемому ранее древнему, третьему в трехчленной стратиграфии слою. Ис-

ходя из современных данных, его можно часто отнести ко второму слою, ввиду своей переходности, имеющему сходные с третьим свойства, различимые только при их сравнении.

Отдельной проблемой можно выделить используемый терминологический аппарат. Третий по современной стратиграфии слой обозначается различными выражениями, несущими в себе характеристики одного, реже нескольких параметров, таких как цвет, гранулометрический состав, возраст, генезис и др. В качестве характерного примера, приведем некоторые из них: смешанный материал [5], глинистые осадки, коренные глины, серые глины, голубовато-серые глины, древние голубовато-серые осадки, "голубая глина", "древняя глина" [3], древнее постледниковые суглинки, темнозеленоватосерый плотный ил [6]. В настоящее время для его обозначения устоявшимся можно считать негенетический термин диамиктон, предложенный для подобных осадков в 1960 г., указывающий несортированный или слабо сортированный характер нелитифицированной осадочной породы [8].

Работы по сбору и обработке геологических данных по донным осадкам Баренцева моря при помощи геоинформационных технологий проводились и раньше. В связи с этим нельзя не упомянуть фундаментальный труд В.И. Гуревича [9]. Но за последние годы технические возможности продвинулись далеко вперед, становится реальностью практическое применение семантических технологий при работе с геологической информацией.

Интеграция существующих геологических данных по донным осадкам должна носить комплексный характер, где наряду с решением технологических задач в области собственно геонформатики, важное место занимает изучение ранее собранного материала на предмет:

- геосемантики используемых языковых выражений;
- методов и средств получения, обработки, хранения, использования собранного материала.

Важным элементом в разрешении описанной проблематики является создаваемая нами на основе приведенного материала геоонтология. Реализация которой, позволит существенно повысить эффективность информационного поиска. В объединенном из старых и современных документов корпусе, например при запросе «диамиктон», в качестве ответа будет выдаваться информация, связанная со всеми синонимичными ему понятиями, применявшимися ранее.

Стоит отметить, что в интеграции нуждаются не только геологические данные отличные по своим параметрам из-за различных хронологических рамок их получения, но и добытые в один и тот же исторический период в разных отраслях, учреждениях и государствах. Естественно, что данная научно-практическая работа немыслима без детального рассмотрения эволюции научного и научно-технического знания в области геологии моря.

1. Кленова М.В. Осадки Баренцева моря // Доклады АН. 1940. Т. XXVI. №8. С. 803–807.
2. Россолимо А.И. Памяти профессора Якова Владимировича Самойлова // Труды Пловучего морского научного института. 1927. Т. II. Вып. 3. С. 3–8.
3. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 367 с.
4. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. №6. С. 576–595.
5. Самойлов Я.В., Кленова М.В. К литологии Баренцева моря. Исследования колонок грунтов, добытых трубками Экмана и Бахмана // Труды Пловучего морского научного института. 1927. Т. II. Вып. 3. С. 11–55.
6. Ястребова-Лидова Л.А. Исследование физико-технических свойств некоторых осадков Баренцева моря // Труды Государственного океанографического института. 1948. Вып. 5(17). С. 115–139.
7. Самойлов Я.В., Горшкова Т.И. Осадки Баренцева и Карского морей // Труды Пловучего морского научного института. 1924. Вып. 14. С. 3–40.
8. Flint R.F., Sanders J.E., Rodgers J. Diamictite, a substitute term for symmictite // Bulletin of the Geological Society of America. 1960. V. 71. P. 1809.
9. Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment on the Arctic Shelf of Western Eurasia. Oslo: Norsk Polarinstitut., Meddelelser № 131. 1995. 92 p.

Integration of old archives and modern study results on lithostratigraphy of the Barents Sea sediments needs geoinformation approaches. For example, abundant materials on surface sediments and short cores published in 1920–1960 may be adopted to modern research using geoontology based on the semantic description of information.

**А.Н. Чаркин¹, О.В. Дударев¹, И.В. Федорова²,
И.П. Семилетов^{1,3}, Laura Sánchez-García⁴, O. Gustafsson⁴**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, e-mail: charkin@poi.dvo.ru., dudarev@poi.dvo.ru,

²Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: ifedorova@otto.nw.ru,

³Международный центр арктических исследований, университет штата Аляска, Фэрбэнкс, США e-mail: igorsm@iarc.uaf.edu, ⁴Стокгольмский университет, Стокгольм, Швеция e-mail: orjan.gustafsson@itm.su.se)

Особенности современного осадкообразования в западной части залива Буор-Хая (море Лаптевых)

**A.N. Charkin¹, O.V. Dudarev¹, I.V. Fedorova², I.P. Semiletov^{1,3},
Laura Sanchez-Garcia⁴, Ö. Gustafsson⁴**

(¹Pacific Oceanological Institute (POI), Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia, ²Geography and Geocology faculty, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, ³International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, USA,

⁴Department of Applied Environmental Science (ITM), Stockholm University, Sweden)

Features of recent sedimentation in the western part of the Buor-Haya Gulf (Laptev Sea)

Залив Буор-Хая моря Лаптевых интересен не только тем, что за счет твердого стока крупной сибирской реки Лены здесь формируется большая часть подводного продолжения ее дельты. Это также район активной термоабразии. Таким образом, баланс осадочного материала в западной части залива должен складываться из двух главных его источников: взвешенного речного стока и продуктов разрушения ледового комплекса термоабразионных участков побережья. Эффект смешения указанных источников проявляется в составе донных осадков и взвеси. Результаты многолетних экспедиций ТОИ ДВО РАН (1999, 2000, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007 и 2008 гг.) позволили построить для рассматриваемого района карты распределения взвеси, донных осадков, содержания органического углерода (Corg) и его изотопного состава ($\sigma^{13}\text{C}$) в этих объектах.

Показано, что авандельта простирается на несколько десятков километров от морского края дельты. Она представляет собою мелководную эрозионно-аккумулятивную поверхность, сложенную илистыми осадками и изрезанную стоковыми каналами. Они дренируют тело авандельты и прослеживаются к свалу глубин, у подножья которого формируются осадки фации продельты. Грубые песчаные осадки маркируют положение устьевого бара, как, например, напротив дельтового рукава «Быковская протока».

В западной части залива Буор-Хая сформировалась циркумтерральная структура распределения темохалинных характеристик водной толщи, плотностной стратификации вод, распределения взвеси и донных осадков,

Corg и $\sigma^{13}\text{C}$ в донных осадках и взвеси. Так, например, от морского края дельты в циркумтерральном направлении идет последовательное фациальное псаммитовых осадков устьевого бара осадками илистыми осадками эрозионно-аккумулятивной террасы авандельты и тонкими илами (пелитами) аккумулятивного тела продельты реки Лены. Таким же образом изменяется в осадках содержание Corg (от 1–4 % в различных по размерной структуре осадках авандельты до 5–6 % в пелитах продельты) и его изотопного состав (облегчение $\sigma^{13}\text{C}$ от $-24\div -25\text{‰}$ до -26.6‰). Обращает внимание поведение величин $\sigma^{13}\text{C}$ в осадках вокруг острова Муостах, быстро разрушающегося под воздействием термоабразии. Это единственный участок в западной части залива Буор-Хая с наиболее тяжелым $\sigma^{13}\text{C}$ ($-23\div -22\text{‰}$). Предположительно, это может объясняться процессами изотопного фракционирования Corg в особой биогеохимической и литодинамической обстановке.

Построена карта седиментационных обстановок, где выделены зона устойчивой аккумуляции осадочного материала (продельта) и зона знакопеременных литодинамических процессов (эрозионно-аккумулятивная поверхность авандельты, свал глубин авандельты) и зона размыва (эрозионные стоковые желоба авандельты, пролив между островом Муостах и Быковским полуостровом). Отмечена среднеголетняя приуроченность седиментационных обстановок к определенным термохалинным условиям и вертикальной стратификации вод. К примеру, осадки продельты формируются в результате каскадинга взвеси вниз по свалу глубин. Данный вывод подтверждается: (а) циркумтерральной структурой распределения взвеси в придонном горизонте. Диапазон ее содержания от берега возрастает почти на порядок и в водах над продельтой достигает 122 мг/л; (б) усилением вертикальной плотностной и термохалинной стратификации в водах над продельтой в отличие от вод авандельты.

The major transport of fresh water, dissolved and solid materials into the Arctic Ocean is determined by riverine discharge from Eurasia, and by coastal erosion. Thus, it is extremely important to establish the base-line study in the key area of the near-shore Arctic ocean which integrates a solid Lena River discharge and off-shore export of eroded material which is mostly induced by retreatment of the coastal ice-complex. The intention of this report is to present a first comprehensive interpretation of the modern depositional environment in the Lena river delta and Buor-Khaya Gulf considering all the geochemical data obtained in the 12 previous summertime and wintertime LAR expeditions (1999–2008).

Р.Б. Шакиров¹, А.В. Сорочинская¹, А.А. Мережко².

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ren@poi.dvo.ru, ²ФГУ НПП «Севморгео», Санкт-Петербург, e-mail: info@sevmorgeo.com)

Геохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря (профиль 5-АР)

R.B. Shakirov¹, A.V. Sorochinskaja¹, A.A. Merezko²

(¹V.I. Ill'ichev Pacific Oceanological Insitut FEB RAS, Vladivostok, ²“SEVMORGEO”, St. Petersburg)

Geochemistry Features of Sediments of the East-Siberian Sea (Section-5-AR)

В Восточно-Сибирском море в 2008 г. выполнен региональный профиль 5-АР (550 пог. км, рис. 1) от мыса Биллингса к подводному хребту Менделеева, последний керн был поднят на удалении 715 км. Впервые НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (УНИФ ДВО РАН, Владивосток) достиг 76° с.ш., включив в список районов плавания Северный Ледовитый Океан. Впервые в Восточно-Сибирском море подняты осадочные колонки длиной до 2,5 метра, позволяющие провести детальные геохимические, газогеохимические, минералогические, стратиграфические и другие исследования.

Проведение газогеохимической съемки в донных отложениях по профилю 5-АР методом “headspace” являлось одной из основных задач экспедиционных работ. Обнаружены аномалии метана, а также зафиксированы в осадках тяжелые углеводородные газы. В центральной части профиля выделен участок активной разгрузки природного газа (содержание метана 2,4% объем., рис. 1) в концентрациях, достаточных для формирования газогидратов. Полученные материалы позволяют охарактеризовать основные особенности распределения углеводородных газов по профилю. Метан установлен во всех газовых пробах, отобранных из донных отложений в концентрациях от 2,0 ppm до 2.4%. Отмечается общая закономерность возрастания концентраций метана вниз по разрезу керна с различным градиентом, косвенно отражающим газонасыщенность осадков. Высокое содержание метана отмечается на всем протяжении профиля.

Тяжелые углеводородные газы в донных отложениях представлены этаном, этиленом, пропиленом, пропаном, бутаном и пентаном. Этилен в составе природного газа донных отложений обнаружен практически во всех отобранных газовых пробах, концентрации варьируют от 0,06 до 80 ppm. Этан уверенно обнаружен в 98% отобранных проб и почти всегда вместе с этиленом. Максимальное значение 0,43 ppm отмечено на станции 470, горизонт 90 см. Пропилен фиксируется во всех пробах, максимальное содержание 0,61 ppm. Пропан установлен в 70% проб, максимальное содержание 0,33 ppm. Бутан обнаружен в 60% проб, главным образом в северной части

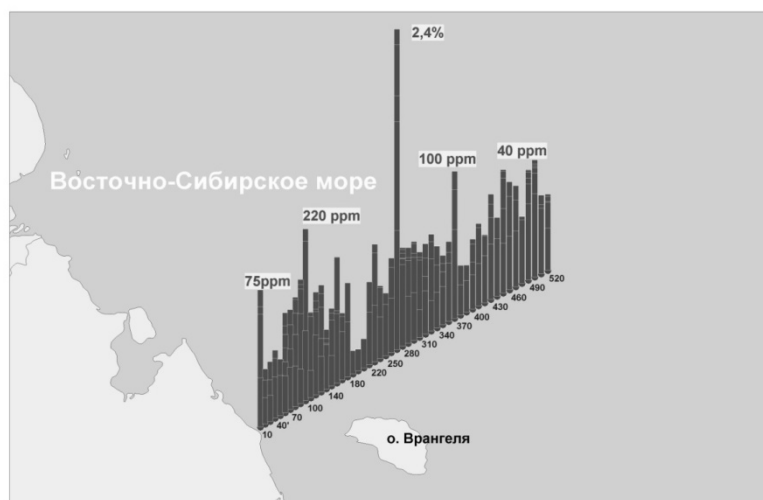


Рис. 1. Аномалии метана в донных отложениях Восточно-Сибирского моря. Диаграммы содержания метана (ppm) в осадках построены по логарифмической шкале

профиля, максимальное содержание 0,7 ppm (Ст. 490, горизонт 65 см). Пентан определен в северной части профиля, максимальной содержание 17 ppm (ст. 110).

Донные осадки по профилю представлены алевритом пелитовым, алевритом псаммитовым и пелитом алевритовым. Грубозернистый материал в осадках накапливается за счет сноса обломочного материала с берега. Значительные содержания пелита на всех станциях профиля объясняются подледно-морскими условиями седиментации, характерными для Восточно-Сибирского моря, вследствие чего, основным процессом при осадкообразовании является гравитационное осаждение глинистых частиц [2].

Результаты определения элементного состава осадков поверхностного слоя по профилю методами ИСП-АЭС и ИСП – МС (атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой) свидетельствуют, что по отношению к среднему содержанию в осадочных породах континентов донные осадки обогащены Na в 4–8 раз (мах ст. 560), P в 1,5–4 раза (мах ст. 330), Fe в 1.5 раза (мах ст. 330), Zn в 2 раза (ст. 280, 560), Ag в 1.3–2 раза.

Повышенное содержание Na объясняется его вхождением в кристаллические решетки гидрослюды, которые являются основными минералами пелитовой фракции.

Точечное повышение концентраций таких элементов как Mn (в 4–10 раз, ст. 520), Cu (в 8 раз, мах на ст. 380), Cd (в 7 раз, мах ст. 560) связано как с увеличением пелитовой составляющей в осадке, так и со специфическими

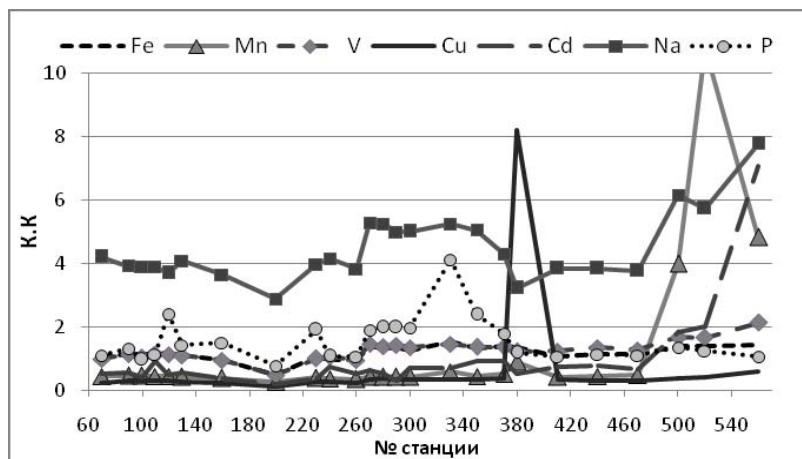


Рис. 2. Коэффициенты концентрирования (К.К) отдельных элементов по профилю 5-АР

физико-химическими условиями в осадке (рис. 2).

Ниже кларковых значений содержания Rb, Cs, Li, K, Ca, Sr, Ba, U, Th, Mo, Ti, Ga, Tl, Be, Hf, Nb, Zr. В пределах кларка или несколько выше содержания в осадках Fe, Sc, V, Co, Zn, Pb.

Распределение РЗЭ по профилю, составы которых были нормализованы на состав РЗЭ в Северо-Американском сланце (NASC), отражают вариации пелитовой составляющей в осадке. Минимальные и максимальные содержания РЗЭ приходятся соответственно на станции с минимальным и максимальным содержанием пелита.

Концентрации $C_{орг}$ в пробах донных осадков по профилю лежат в пределах 0.29–2.27 % от сухого вещества осадка, среднее значение – 1.6 %, что согласуется с данными предыдущих исследований [1]. Отмечается увеличение $C_{орг}$ по мере удаления от берега при увеличении доли пелитовой составляющей в осадке (рис. 3)

Выводы:

1. Результаты газогеохимической съемки в донных отложениях по профилю 5-АР позволили качественно и количественно охарактеризовать распределение предельных и непредельных углеводородных газов в поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря. В центральной части профиля на удалении 270 км выделяется участок разгрузки природного газа (содержание метана 2,4 % объем. “headspace”) (рис. 1). Вероятно, распределение углеводородных газов подчиняется как литологическому контролю, так и влиянию тектоники.

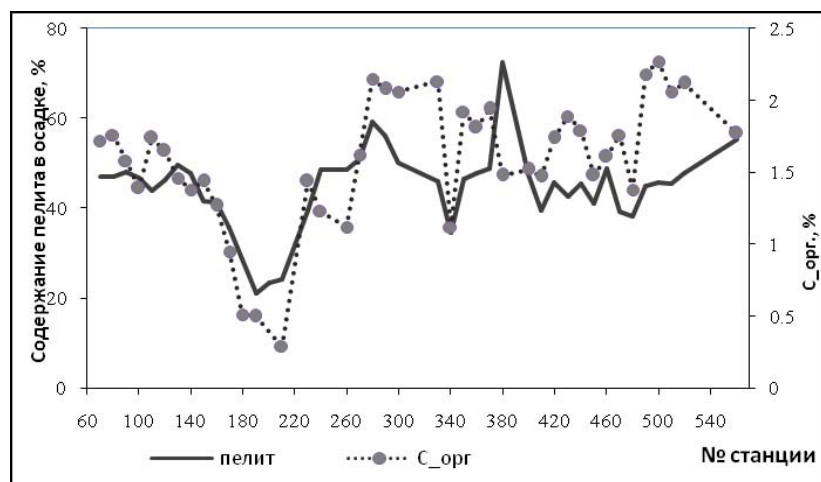


Рис. 3. Содержание $C_{\text{орг}}$ (%) и вариации пелитовой фракции в осадках по профилю 5-АР

2. Распределение концентраций химических элементов в донных осадках по профилю 5-АР, а также распределение $C_{\text{орг}}$ контролируется, в основном, гранулометрическим составом осадков, вариациями псаммитовой и пелитовой фракций.

1. А.А. Ветров, И.П. Семилетов, О.В. Дударев, В.И. и др. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
2. Ю.А. Павлидис, Ф.А. Щербаков. Современные донные осадки арктических морей Евразии // Океанология. 2000. Т. 40, № 1. С. 137–147.

The geochemical survey of sediments was conducted across the East-Siberian Sea in 2008 on RV “Academic M.A. Lavrent’ev”. The main features of methane and hydrocarbon gases distribution was revealed, chemical composition, total and organic carbon and granulometry of surface sediments were studied. The max length of sediment cores reached 2.5 meters. The lithology and granulometry control of chemical elements distribution was investigated. The huge methane anomaly 2.5 % v. in “headspace” was found on 270 km offshore, marked hydrocarbon fluid migration zone. Tectonics influence to methane and high hydrocarbon remains unclear.

**Bonnie Wolff-Boenisch¹, Lester Lembke-Jene¹, Jørn Thiede²,
Paul Egerton³, Roberto Azzolini⁴**

(¹ Alfred-Wegener-Institut for Polar and Marine Research, Bremerhaven/ Germany Bonnie.Wolff-Boenisch@awi.de; Lester.Lembke-Jene@awi.de; ²Department of Geography and Geology, University of Copenhagen/ Denmark jt@geo.ku.dk; ³European Polar Board of ESF, Strasbourg/France pegerton@esf.org; ⁴ERICON Project, European Science Foundation, Strasbourg/ France razzolini@esf.org)

**The AURORA BOREALIS Research Icebreaker: Concept,
Chances and Challenges**

Countries with key scientific interests in high latitudes run icebreakers for research and/or commercial purposes. Worldwide only few heavy icebreakers exist, and only very few of them are dedicated to polar research. However, the high latitudes and especially the Arctic attract more and more attention from scientists of “non-traditional” research fields or countries, and from the general public. This major interest is, above all, driven by rapid global climate change and the amplified expressions of these modifications in the polar regions in particular. The high latitudes become representatives of how sensitive the system Earth responds to changes. Because of this sensitivity, those regions can be considered as early warning systems, pointing to potential risks for humans and complex ecosystems in the future. This stands in marked contrast to the fact that these regions remain largely unexplored, with the linkages to other compartments of the System Earth and their respective processes and feedbacks being virtually unknown.

To address the most pressing questions regarding climate change processes, an unprecedented joint approach has been undertaken at international level: AURORA BOREALIS is conceived as a polar-dedicated research vessel operating year round in ice-covered oceans. The concept of the project and the capabilities of the vessel with its manifold potential to serve the diverse scientific communities is the first attempt to overcome fragmentation in the polar and marine research realms. The multi-national and multi-purpose character of the vessel is unique, innovative, and therefore holds chances and challenges. Construction and operation costs need a dedicated consortium of interested countries and institutions to help tackling the biggest challenges of the next decades.

**Jørn Thiede¹, Bonnie Wolff-Boenisch², Paul Egerton³,
Roberto Azzolini⁴, Lester Lembke-Jene², Nicole Biebow²**

(¹Department of Geography and Geology, University of Copenhagen/ Denmark jt@geo.ku.dk; ²Alfred-Wegener-Institut for Polar and Marine Research, Bremerhaven/ Germany Bonnie.Wolff-Boenisch@awi.de; ³European Polar Board of ESF, Strasbourg/France pegerton@esf.org; ⁴ERICON Project, European Science Foundation, Strasbourg/ France razzolini@esf.org; Lester.Lembke-Jene@awi.de; nicole.biebow@esf.org)

The AURORA BOREALIS Perspective: A new international research icebreaker for the Arctic

Research vessels dedicated to work in polar ice-covered waters have only rarely been built. Their history began with Fritjof Nansen's FRAM which he used for his famous first crossing of the Arctic Ocean 1893–1896. The principle was to have an egg-shaped hull which could escape the ice pressure while passively drifting with the ice. The Norwegian MAUD and later the GAUSS which had been built for the first German Antarctic expedition (1901–1903) together with FRAM make up this first generation of polar research vessels which at their time were modern instruments and at the same time provided safe shelter for their crews. Ice breaker technology developed substantially after that, with Russia achieving quickly progress (for example KRASSIN) with constructing ships which could enter the Arctic sea ice and actively move around. However, it took almost 80 years until this technical advance also reached polar research, when the Russian AKADEMIK FEDEROV, the German POLARSTERN, the Swedish ODEN and the USCG Cutter HEALY were built. They all comprise modern laboratories, are ice-breakers capable to move into the deep-Arctic during the summer time carrying a numerous scientific party; they represent the second generation of dedicated polar research vessels.

Our group presently conducts the AURORA BOREALIS project which has the aim to construct a modern, innovative icebreaker, the first of the third generation which will provide working facilities for all marine polar research disciplines, carry a derrick to conduct deep-sea drilling operations in the deep Arctic Ocean. The new ship will be unique because of its ability for dynamic positioning against the drifting sea ice and its capability to visit the central Arctic Ocean autonomously during all seasons of the year. Two large moon pools and sheltered working conditions will allow the launch of sensitive and large instrumentation, such as AUV's and ROV's. The ships capabilities and capacities are unheard of. Because of the size of the ship, the prize for construction and drift and because of the relatively small scientific communities in the potentially interested countries it has been proposed to establish the AURORA BOREALIS as an international facility run by a consortium of interested countries and institutions.

The ERICON-Projects perspectives are described in the attached Executive Summary. More information can be found under www.eri-aurora-borealis.eu

***ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ,
ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ,
БИОСТРАТИГРАФИЯ,
ПЕРЕКРЕСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
ОТЛОЖЕНИЙ***

А.Г. Аблаев¹, С.А. Сафарова²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ablaev@poi.dvo.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: s.safarova@mail.ru)

Биостратиграфия дочетвертичного кайнозоя бурогоугольного месторождения (Приморский край)

A.G. Ablaev¹, S.A. Safarova²

(¹Pacific Oceanological Institute, RAS, Vladivostok; ²Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Biostratigraphy of Prequaternary Cenozoic brown coal deposit (Primorye Territory)

На схеме стратиграфии палеогена и неогена Пушкинской впадины [1] расположенной на юге Приморья в междуречье притоков Раздольной, Нежинки и Второй Речки, основание разреза составляют алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями песчаников надеждинской свиты олигоценового возраста (до 180 м мощности); подстилающие отложения не установлены. Надеждинская свита перекрывается ниже- – среднемиоценовой угленосной толщей алевролитов и песчаников, включающей пласты бурого угля рабочей мощности и лигниты; суммарная мощность свиты 220 м. Разрез венчается верхнемиоценовой усть-суйфунской свитой, сложенной туфопесчаниками разнотекстурными туфоалевролитами, слабосцементированными галечниками; мощность свиты составляет 100–200 м. Границы между стратиграфическими подразделениями установлены предположительно и показаны пунктирной линией.

В многотомном издании по угольным бассейнам России при освещении Бикино-Уссурийского угольного бассейна приводится краткая характеристика бурогоугольных месторождений Приморья [2]. На площади Пушкинского месторождения отмечается распространение нижнемиоценовых угленосных отложений (10–140 м мощ.), в настоящее время активно разрабатываемых. В геологических отчетах по данному месторождению обращается внимание на отсутствие палеонтологических данных.

По этой причине границы между свитами до сих пор не обоснованы и являются условными.

В процессе дальнейшего изучения нежинского угольного разреза в границах Пушкинской впадины нами был вскрыт флороносный слой алевролитов, 9,5 м мощ., перекрывающий угольные пласты. Собранный растительный комплекс из этого слоя представлен видами родов *Taxodium*, *Hamamelites*, *Eucommia*, *Ulmus*, *Alnus*, *Ostrya*, *Carpinus* (2 вида), *Cyclocarya*, *Pterocarya*, *Carya*, *Salix*, *Populus* (2 вида), *Cotinus*, *Laurocerassus*, *Nyssa*, *Cordia* (в макрофоссилиях) и *Juglans*, *Carya*, *Ulmus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Hamamelis*, *Myrica*, *Betula*, *Liquidambar*, *Sterculia*, *Tricolporopollenites* (обилие) и реже – *Fagus*, *Quercus* (в микрофоссилиях).

Проведенное сравнение с известными третичными флорами Дальнего Востока России выявило прежде всего близость с болотнинской флорой Южного Приморья, фиксирующей климатический оптимум эпохи эоцена [3–5]. В свою очередь, болотнинская флора сближается с эоценовой райчихинской флорой Приамурья [5–6] и эоценовой тастахской флорой Яно-Индибирской низменности в восточной части Сибири [7–8].

1. Решения Четвертого Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, Хабаровск, 1990 г. Объяснительная записка к стратигр. схемам. Хабаровск, 1994. 124 с.
2. Ульмясбаев Ш.Г., Седых А.К., Лнвицкий В.В. Бикино-Уссурийский угольный бассейн // Угольные бассейны России. Т. 5, кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская автономная область). М.: Геоинформмарк, 1997. С. 220-229.
3. Аблаев А.Г., Ахметьев М.А. Болотнинская миоценовая флора Южного Приморья и роль в её составе теплолюбивых растений // Палеонтол. журн. 1977. № 1. С. 134-141.
4. Аблаев А.Г. Биостратиграфия палеогена побережья юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2000. 117 с.
5. Ахметьев М.А. Палеоэоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока и сопредельных стран и их стратиграфическое значение // Сов. Геология. 1973. № 7. С. 14-29.
6. Федотов В.В. О флоре Райчихи из эоцена Амурской области // Ботан. журн. 1981. № 2. С. 187-196.
7. Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 96 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 174).
8. Кундышев А.С., Петренко Т.И. О возрасте болотнинской ископаемой флоры Южного Приморья // Палинология СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 121-127.

On the base a first findings of the plant remains within the Nezhino brown-coal deposits- in boundaries of the Pushkinskaya depression (Primorsky Territory) – Paleogene(Eocene) age of the coal-bearing deposits with the Eocene coal-bearing Uglovskaya Formation in the Artyom-Tavrishanka depression at the very south of Primorye are established.

Н.А. Азербает

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан,
e-mail: nazer@nursat.kz)

**Темпеститы в кембрийских отложениях
Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги (Казахстан)**

N.A. Azerbayev

(K.I. Satpaev Institute of geological Sciences, Almaty, Kazakhstan)

**Tempestites in Cambrian deposits of Shyngys-Tarbagatai island
arc (Kazakhstan)**

Большое значение в геологии стало придаваться событийным явлениям. Эти явления разного масштаба используются в исторической и региональной геологии, при корреляции разрезов в стратиграфии, палеогеографии, при бассейновом анализе. В литологии они могут использоваться для разных целей, в том числе при литолого-фациальном анализе. К событийным образованиям относятся малоизученные в СНГ темпеститы – отложения штормов. Событийным явлениям в осадкообразовании и посвящена коллективная монография «Циклическая и событийная седиментация» В сводке «Обстановки осадконакопления и фации», имеются интересные разделы об осадконакоплении на шельфах с штормовым режимом» [1, 2]. Исследование событийных явлений – одно из фундаментальных направлений современной литологии. Изучение темпеститов является частью фациально-генетического изучения осадочных пород, т.к. характер и текстурные особенности темпеститов позволяют более точно определить режим седиментации и батиметрию формирования фаций шельфа геологического прошлого. Большое значение приобретает использование новых материалов по изучению осадконакопления в морях и океанах в комбинации с изучением темпеститов при литолого-фациальном изучении древних отложений складчатых областей Казахстана. Такой актуалистический подход открывает новые возможности генетического анализа древних отложений.

А. Зейлахером [3] отмечено, что событийные явления фиксируются в разрезах в виде характерных эрозионных и седиментационных текстур. Поэтому актуально использование текстурного анализа, разработанного Л.Н. Ботвинкиной [4], для изучения темпеститов. Тектурный анализ – это разрешение геолого-генетических вопросов определенного объекта исследований посредством определения деталей и особенностей текстуры [4]. Это обусловлено тем, что «в текстуре породы, как на фотографии с очень длительной экспозицией, фиксируются динамика процесса седиментации, а также последующие диагенетические и катагенетические преобразования» [5] (стр. 49). Фациально-генетическое направление текстурного анализа разработано Л.Н. Ботвинкиной. В работах [4, 10, 5] показано, что тектурный анализ является важной составной частью литолого-фациального анализа.

В темпеститах получают текстурное выражение кратковременные события высокой энергии – штормы, которые чередуются с более длительными условиями малой энергии при спокойной погоде. По вариации воздействия на осадки в зависимости от глубины темпеститы подразделяются на проксимальные и дистальные. Дистальные темпеститы образуются ниже базиса воздействия средних штормов в средней и внешней частях шельфа. Они имеют толщину до 5 см [1, 2, 6]. Их образование связано с катастрофическими событиями – сильными штормами, землетрясениями и волнами цунами. Катастрофические длиннопериодные штормовые волны имеют длину до 150–400 м и высоту до 25 м. Глубина их воздействия на дно равно примерно половине длины волны и составляет около 200 м. Г.-Э. Рейнеком и И.Б. Сингхом отмечено, что приливные течения в сочетании с эпизодическими волнениями могут воздействовать на осадки до глубины 100 фатомов (1 фатом = 1,83 м).

На шельфах островных дуг с их достаточно крутым наклоном благодаря воздействию сильных штормов происходит перемещения не только волновыми движениями, но и гравитационными потоками [7]. Они возникают под действием сейсмических толчков и океанических штормовых волнений. По мнению Г. Тазиева землетрясения являются одним из главных «спусковых механизмов» для образования не только цунами, но для возникновения оползней, которые могут трансформироваться в другую разновидность событийной седиментации – обломочные потоки.

В докладе изложены результаты изучения дистальных темпеститов, выявленных автором в разрезах балкыбекской и атейской свит кембрия Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги [8]. Анализ слоистых текстур выполнен по методике Л.Н. Ботвинкиной [9]. Таким образом, впервые в русскоязычной геологической литературе дается детальное описание текстур темпеститов.

В верхней части опорного разреза балкыбекской свиты раннего кембрия установлены тонкозернистые, микрозернистые и водорослевые известняки. Они выделены в фации иловых известковых осадков водорослевых холмов – ВХ-ИИ и иловых известковых осадков археоциатово-водорослевых холмов – АВХ-ИИ [8, 10]. Это древний аналог уолтсортских фаций [11]. В фации ВХ-ИИ выявлены обломочные известняки гравийной размерности с пятнисто-брекчиевидной текстурой. Такие брекчии образовывались на краях иловых холмов [11]. В обломочных известняках выявлена асимметричная рябь волнения с параметрами: длина волны $l = 2,4$ см, высота $h = 0,4–0,6$ см, индекс ряби $l:h = 6–4$; показатель асимметрии $dp:dk = 1,75$ (рис. 1). Эта рябь является дистальным темпеститом. Ее образование связано с проникновением на поверхность подводной горы штормовой волны. Симаунтом в раннем кембрии была Акшатауская структурно-фациальная зона. Присутствие дистальных темпеститов подтверждает, что фация ВХ-ИИ образовалась в интервале глубин 180–100 м.

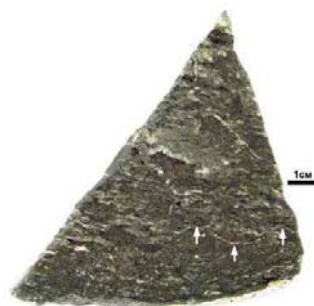


Рис. 1. Обломочный известняк (флаутстоун) с неслоистой пятнисто-брекчиевидной текстурой. Стрелками показана ассиметричная рябь течения – дистальный темпестит. Обр. 1246. Фотография полированной поверхности.
Опорный разрез балкыбекской свиты



Рис. 2. Дистальный темпестит с полным штормовым ритмом. I разновидность. Справа даны названия текстур, их гидродинамическая интерпретация и фазы шторма. Обр. 1303. Фотография полированной поверхности.
Опорный разрез атейской свиты у зим. Аскар

В опорном разрезе атейской свиты среднего кембрия установлены 4 разновидности темпеститов. Они отличаются составом и набором текстур.

I разновидность – преимущественно мелкозернистый песчаник с разнообразной, направлено изменяющейся слоистостью. На полированной поверхности штуфа (рис. 2) выше хорошо выраженной эрозионной поверхности залегает мелкозернистый песчаник с литокластами подстилающих алевролитов. Он переходит в алевропесчаник с неправильной прерывистой горизонтальной слоистостью в сочетании с линзовидно-полосчатой текстурой. Здесь хорошо видна последовательность текстур, отражающих 3 фазы шторма. В этой разновидности темпеститов удастся восстановить полный штормовой ритм. Он полностью соответствует идеализированному разрезу темпестита, приведенному Т. Aigner [6].

II разновидность – темпеститы с градационным строением слоев. Их толщина 0,7–1,5 см. В одних случаях нижняя часть слоев состоит из тонкозернистого обломочного известняка (кальцисилтита), верхняя – из алевропелита. В других случаях градационные слои состоят из тонкозернистых песчаников. Эрозионный характер нижней границы выражен слабо, что характерно для дистальных темпеститов [6, 2]. Верхние границы градационных слоев – постепенные, неотчетливые.

III разновидность темпеститов – песчаник со слегка ассиметричными знаками ряби течения, запечатанными алевроитовым илом (слоистость обложения по Л.Н. Ботвинкиной [10]). Рябь течения по простиранию осложняется текстурами оползания. Толщина слоя темпестита составляет 3–5 см. Очень тонкие слои алевролитов (толщиной 1–5 мм) с характерной неправильной прерывистой горизонтальной и смещенной прерывистой неравномерной пологоволнистой слоистостью. Эти слои алевролитов имеют более правильную нижнюю границу, а верхнюю – неровную с заливами и знаками нагрузки. Описанные текстурные особенности, в том числе сочетание ряби течения с текстурами оползания (конволютной слоистостью) характерны для темпеститов, образование которых связано с эпизодическим проникновением на дно штормовых течений [6].

IV разновидность темпеститов встречается в виде неправильных средних (толщиной до 6 мм) слойков тонкозернистых известковых песчаников. Для них характерны неоднородное строение, прерывистость и неправильность границ. Их нижняя граница – неправильная со знаками нагрузки. Встречены в виде слойков в слоях алевроитового известняка. Сходные образования отнесены к темпеститам М.Такером в докембрийских отложениях Норвегии. Их образование связывается с влиянием отливных течений, образовавшихся после шторма ниже базиса обычных волн.

Изучение темпеститов в сочетании с литолого-фациальным анализом позволило внести новые представления в палеобатиметрию обстановок седиментации. Установлено, что нижняя осадочная часть опорного разреза атейской свиты формировалась в спокойной гидродинамической обстановке ниже базиса обычных штормовых волн и эпизодически нарушалась сильными штормами. Выделенная здесь макрофация гравийно-галечно-известково-песчано-алевритовых осадков среднего-внешнего шельфа подводного поднятия вулканической дуги – ГГИПА-СиВШ ППВД формировалась в интервале глубин от 50–60 до 130–180 м. Таким образом, Каншынгысская структурно-фациальная зона, в которой находится атейская свита, перед началом островодужного вулканизма в начале среднего кембрия представляла собой среднюю и внешнюю части гемишельфа подводного поднятия с указанными глубинами. Выполненные исследования вносят новые представления в гидродинамический режим седиментации на древних островодужных поднятиях, в структурно-фациальную зональность, палеогеографию и историю геологического развития раннепалеозойской Шынгыс-Тарбагатайской внутриокеанической островной дуги.

1. Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т. Осадконакопление на шельфе с преимущественно штормовым режимом (ветровой и волновой режимы) // Обстановки осадконакопления и фации. Т.1. Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. С. 297-303.
2. Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т. Преимущественно волновые и штормовые фации внешнего шельфа // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. С. 322-326.
3. Зейлахер А. Общие замечания о событийных отложениях // Циклическая и событийная седиментация. Пер. с англ. / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 161-173.
4. Ботвинкина Л.Н. Тектурный анализ и его роль при литологических исследованиях // Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.: Наука, 1970. С. 179-188.
5. Азербайев Н.А. Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклиория (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука КазССР, 1978. 168 с.
6. Айгнер Т. Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем раковинном известняке (средний триас, юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация. Пер. с англ. / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 177-194.
7. Лонгинов В.В., Пыхов Н.В. Литодинамические системы океана // Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука, 1981. С. 3-64.
8. Азербайев Н.А. Литолого-фациальные особенности отложений нижнего-среднего кембрия, зональность и этапность развития Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги // Изв. НАН РК. Сер. геол., 2007, № 1. С. 5-16.
9. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 260 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 119).
10. Азербайев Н.А. Фации иловых холмов в балкыбекской свите раннего кембрия Шынгыз-Тарбагатайской островодужной системе // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания. М.: ГЕОС, 2006. С. 28-31.
11. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

The distal tempestites revealed on the seamount, middle and outer shelf parts of a submarine uplift of a volcanic arc are described. They are determined in the Early and Middle Cambrian deposits.

**Э.О. Амон¹, В.П. Алексеев², Ю.Н. Федоров³, А.И. Лебедев³
В.А. Савенко³**

(¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amon@igg.uran.ru,

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург,

e-mail: igg.lggi@ursmu.ru, ³КогалымНИПИнефть, Тюмень,

e-mail: LebedevAI@tmn.lukoil.com)

Основные черты палеогеографии аптского морского бассейна запада Западной Сибири

**E.O. Amon¹, V.P. Alekseev², Yu.N. Fedorov³, A.I. Lebedev³,
V.A. Savenko³**

(¹Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, ²Urals State Mining University, Ekaterinburg, ³KogalymNIPIneft', Tyumen')

Main paleogeographic features of Aptian marine basin of the west of Western Siberia

В последние годы существенно оживился интерес к условиям формирования отложений викуловской свиты (апт, нижний мел) на западе Западной Сибири (Красноленинская нефтегазоносная область), в связи с ее реальной и перспективной нефтегазоносностью. Песчаные тела пластов-коллекторов (ВК₁₋₄), представляющие собой линзы песчаников сложной геометрической формы, приурочены к верхней трети объема свиты. Предлагались разные геологические модели, объясняющие подобное размещение пластов-коллекторов, в основном сводящиеся к «плоско-параллельному» строению толщи, присущему большинству меловых свит Западной Сибири [1 и др.]. В некоторых новейших работах усилен акцент на палеогеоморфологию, например в модели «врезанных палеодолин», трактующей размещение коллекторов по вертикали и латерали в зависимости от конфигурации речных палеодолин в зоне развития эстуариев, и имеющих отчетливо троговую форму, отраженную на сейсмопрофилях [2].

Вместе с тем, размещение коллекторов обусловлено не только палеогеоморфологией, а намного более сложным сочетанием различных факторов – палеогеографических, палеоэкологических, фациальных, климатических, тектонических и др. Естественно, что общая палеогеография и фации играют при этом ведущую роль.

Аптский морской бассейн на западе Западной Сибири, в котором отлагались осадки викуловской свиты, являлся весьма своеобразным и для него трудно, если не невозможно, найти аналог среди современных морских акваторий. Ему были свойственны изолированность, мелководность, опресненность, наличие значительно количества песчаных островов, баров, лагун. Типичные представители нормально-морской фауны (фораминиферы, радиолярии, головоногие моллюски и др.) сюда не проникали из-за сухопутных барьеров, обрамлявших бассейн со всех сторон.

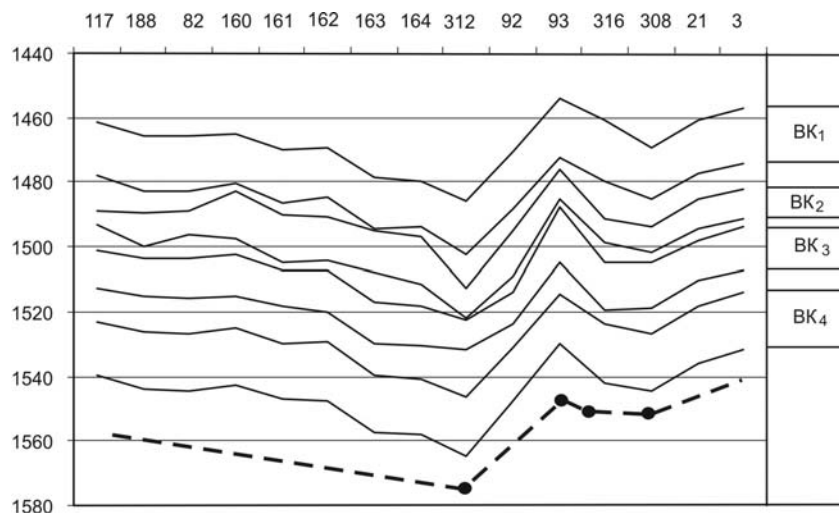


Рисунок. Схема расположения пластов-коллекторов BK_{1-4} в верхней части викуловской свиты (Восточно-Каменное месторождение, Краснolenинская НГО, вне масштаба). Пунктирная линия – осредненное залегание. По оси абсцисс – номера скважин, по оси ординат – глубины, м

Рельеф поверхности осадконакопления в викуловское время, как это можно судить по элементам залегания коллекторов BK_{1-4} (см. рисунок), был неровным, с обилием неглубоких небольших впадин или ложбин. Но в целом это была довольно плоская подводная поверхность с незначительным уклоном к северо-востоку.

Характер строения викуловской свиты (частое разнопорядково-ритмичное переслаивание тонких прослоев глинистых алевроитов и алевроитистых глин) показывает, что накопление ее осадков происходило с многократными кратковременными остановками, в течение которых накопленный и незакрепившийся алевроито-глинистый материал перемывался и переносился с места на место. Поскольку глубина водного бассейна в это время была небольшой, по-видимому, не более 30 м в наиболее глубоких частях, и, скорее всего, составляла 0-15 м, то наиболее вероятным агентом перемыва и переноса осадка следует считать ветровое волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов года, и накладывающееся на приливно-отливные процессы, обусловившие широкое развитие ваттов.

Набор фаций, который зафиксирован нами по керну и ГИС изученных скважин Каменной площади Краснolenинской НГО, свидетельствует, что осадконакопление здесь происходило в мелководном, с частой сменой уровня стояния вод, бессточном бассейне наподобие моря-озера, чем-то напоминающем Туртасское море-озеро олигоцена (которое располагалось в

конце палеогена примерно в тех же территориальных границах). Это был останец валанжин-готеривского нормально-морского бассейна. В условиях гумидного климата с выраженной сезонностью, наступившего в апте, атмосферный сток в периоды сезонов дождей и речной сток сдвинули баланс солей в сторону гипогалинности и опреснения.

Такое викуловское море-озеро изобиловало песчаными островами, косами, барами, пляжами, периодически затапливаемыми. Острова, косы, бары постоянно и неоднократно размывались, донный песчано-алеврито-глинистый осадок перемывался, перемешивался и переносился. В перемешивании и переносе осадка активную роль играло волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов, характеризующиеся сильными ветрами и штормами.

Можно согласиться с мнением, высказанным А.Л. Медведевым с коллегами [2], о значительной роли и вкладе штормовых явлений в формирование песчаников коллекторов ВК₁₋₃, однако вряд ли их можно квалифицировать как *типичные* темпеститы, тем более сформированные «в течение нескольких часов-дней» [2, стр. 8]. Значительно большее распространение здесь имели приливно-отливные течения (ватты) разной продолжительности и седиментологического характера.

Мезо- и мономиктовые мелкозернистые песчаники коллекторов, а также глинистые алевролиты и алевритистые глины перемычек между коллекторами и остальной частью викуловской свиты насыщены мелким углистым растительным детритом. Образование этого вещества можно объяснить следующим. В отдельные эпизоды участки территории могли полностью осушаться, с последующим затоплением и размывом накопившейся в сухопутной фазе органической массы. Кратковременно возникавшие осушенные низкие песчаные острова, косы, пересыхающие лагуны были покрыты ковром обильной травянистой растительности с редкими вкраплениями кустарников и деревьев, образующих своеобразный биотоп квазиболотного типа. Такой биотоп нельзя назвать в полной мере болотным, поскольку, помимо мхов, травянистую составляющую в нем выполняли хвощи, плауны и папоротникообразные, а не истинные травы из покрытосеменных растений. Все же он продуцировал огромное количество растительной биомассы и степень производства органического вещества растениями значительно превышала степень их разложения.

Новые затопления таких покрытых торфяниками островов, кос, лагун приводили к размыву торфяной массы, распаду ее на мелкие фрагменты. Вовлекаясь затем в процессы многократного подводного перемыва алеврито-песчаного осадка и переноса, переотложения, лигнитизированные растительные остатки перетирались до состояния мелкодисперсного детрита. Стволы отдельных упавших деревьев (древних хвойных, например) могли образовывать в лагунах, мелких бухтах, в забаровых частях песчаных баров скопления топляка, переносимого сюда волнами во время и в сезоны штормов. Лигнитизированная древесина крупномерных растительных остатков,

не успевая превратиться в уголь, затем также перетиралась до мелкодисперсного состояния.

Такие же процессы разрушения крупномерных органических остатков в результате перетирания происходили и с раковинами двустворчатых моллюсков. В глинистых прослоях перемычек между коллекторами и в глинистых слоях внутри коллекторов, где, казалось бы, макрофауна должна сохраняться лучше, чем в песчаниках, остатки фауны практически не встречаются. Лишь в единичных случаях могут быть встречены обломки небольших (2-3 см) раковин эврибионтных двустворчатых моллюсков, неопределимых до рода и вида.

Климат в целом в викуловское время в Западной Сибири был теплым и переменнo-влажным, сезонным, несколько неустойчивым, с периодической сменой переменнo-влажного на постоянно-влажный [3]. В условиях глобального безледникового климата в высоких широтах Евразии сравнительно высокие положительные температуры были свойственны раннему апту (25,9 °C) с резким падением к концу апта (15,0 °C) [4].

Основными областями сноса, поставлявшими кластический материал в викуловский бассейн, были Уральская горная страна, представлявшая собой в апте сравнительно невысокую возвышенность, Пурская возвышенность [5], и, в меньшей степени, Таймырская и Средне-Сибирская возвышенности. Сухопутный барьер, отграничивавший викуловское море-озеро от Палеоарктического океана, вероятно располагался субширотнo, по линии от низовьев р. Пур до северо-восточной оконечности Ямала. В целом приуроченность песчаных пластов-коллекторов к верхам викуловской свиты можно объяснить усилением тектонической деятельности к концу апта по периферии Западной Сибири.

В связи с поднятием северной части Средней Сибири и расширением Таймырской суши Северо-Сибирское море значительно отступило к северу. Хатангский морской залив окончательно перестал существовать, на его месте возникла обширная аккумулятивная равнина, где накапливались озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения и были развиты торфяники. В Восточной Сибири в апте происходило воздымание суши с образованием кордильер [6]. Восточный склон Урала и Зауралье испытывали воздымание, причем с берриаса - валанжина до альба (последнее – время максимально поднятия) область размыва испытала интенсивное поднятие со 115 до 664 м [5]. Сочетание повышения базиса эрозии с высокими среднегодовыми температурами и интенсивными атмосферными осадками (количество осадков изменялось сезонно) давало импульсные вбросы кластического материала в бассейн накопления. Поскольку рассматриваемый район находится в сравнительном удалении от береговых линий Уральской, Таймырской и Средне-Сибирской суши, то его достигал отсортированный песчано-алевритовый материал (песчаный – средней и мелкой размерности).

1. Рыбак В.К., Волков М.А., Николаева Е.А. Особенности строения залежей нефти в отложениях викуловской свиты Красноленинского свода // Ускоренная разведка месторождений нефти и газа. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 59-62.
2. Медведев А.Л., Хэнфорд Р., Лопатин А.Ю., Зверев К.В., Масалкин Ю.В., Кузина Е.В. Новый нефтеперспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 1. С. 4-20.
3. Ясаманов Н.А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (палеогеографические факторы бокситонакопления). М.: Недра, 1976. 142 с.
4. Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Шигэта Я., Попов А.М., Зонова Т.Д. Новые данные по изотопному составу юрских и раннемеловых цефалопод Евразии и их значение для палеоклиматических реконструкций // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Мат-лы Третьего Всерос. совещ., г. Саратов, 26-30 сентября, 2006 г.). Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 63-65.
5. Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М: Наука, 1974. 202 с.
6. Меловая система. Полутом 2 / Отв. ред. М.М. Москвин. М.: Недра, 1987. 326 с.

Aptian marine basin in Western Siberia was rather unusual. In most general view, for it were peculiar: apartness, shallow and desalinated water, presence of numerous small sandy low islands. Typical representatives of normal-marine fauna have not penetrated into it.

М.С. Афанасьева¹, Э.О. Амон²

(¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, e-mail: mafan@paleo.ru;

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
e-mail: amon@igg.uran.ru)

Волновое распространение эволюционных инноваций радиолярий девона

M.S. Afanasieva¹, E.O. Amon²

(¹Borissiak Palaeontological Institute RAS; ²Zavaritsky Institute of Geology
and Geochemistry, Ural Branch RAS)

Innovation waves in evolution of Radiolaria in Devonian

Появление новых видов происходит постоянно и довольно интенсивно, как в благоприятной среде, так и в жестких внешних условиях. Кризис для одних – шанс для других [1]. Эволюция сообществ находится под воздействием эволюции климата, а климатические изменения, в свою очередь, являются отображением геологических и космических событий.

С одной стороны, резкое падение численности радиолярий в периоды похолодания климата и повышенное разнообразие во время потепления хорошо прослеживается среди радиолярий на протяжении всего фанерозоя [2–4]. Радиолярии, исчезнувшие в ледниковых интервалах, были типичны для теплых фаз межледниковий и наоборот. Кроме того, большая часть новых видов радиолярий появляется именно в моменты потеплений.

С другой стороны, сезонная ритмика галактического года находит свое отражение в этапах эволюции радиолярий [3]. Девонский период охватывает заключительный весенний сезон галактического года фосфатия, во время которого происходит многократное увеличение скорости видообразования, а в конце весны достигается палеозойский максимум численности таксонов.

Процесс инвазии вида в новую экологическую систему и процесс адаптации вида в новой нише рассматриваются как две различные фазы существования популяций [5].

Фаза инвазии представляет собой уникальный феномен уединенной популяционной волны, отличающийся исключительным биоразнообразием [5]. Однако способность формирования уединенной популяционной волны проявляется лишь у филогенетически молодых ювенильных таксонов [6]. Ювенильные таксоны являются начальными этапами в эволюции надвидовых таксонов, обеспечивая быстрое заполнение экологических ниш при экспансии на новые территории. При этом для биологического взрыва молодого инвазионного вида характерна "критическая масса" – минимальная численность вида, ниже которой популяция нового вида подавляется экосистемой. Если плотность популяции инвазионного вида превосходит критическую, то происходит "взрыв", в ходе которого численность чужеродного таксона нарастает по гиперболическому закону.

В результате вид-интродуцент получает преимущества в борьбе с экологической системой, препятствующей его внедрению [1].

Фаза адаптации предполагается наличие двух типов взаимодействия между видом и экосистемой в зависимости от способа адаптации вида-интродуцента к новым условиям среды: ценофильный и ценофобный [1].

Ценофил адаптируется в составе некоего сообщества ценофильных видов, которые находятся в прямой зависимости друг от друга: изменения, происходящие с одним из видов, обязательно сказываются на его партнере.

Ценофоб приспосабливается к внешней среде индивидуально; и он выживает, только если сумеет самостоятельно адаптироваться к требованиям изменившейся среды обитания.

Оледенение в позднем силуре, регрессия моря, начавшаяся в конце силура и достигшая максимума в раннем девоне, а также длительная геократическая эпоха в позднем силуре и раннем девоне привели к практически полному исчезновению всех типично раннепалеозойских таксонов [2, 3]. Поэтому начальный этап практически одновременного (в течение максимум 5 млн лет) появления в эмском веке в трех удаленных друг от друга провинциях Японии, Новом Южном Уэльсе Австралии и на Южном Урале нового морфотипа радиолярий можно назвать временем *ценофобов*. Радиолярии этого времени отчетливо тяготели к сравнительно неглубоководным и спокойным обстановкам континентальных окраин.

Восходящие тектонические движения сменились в среднем девоне во многих регионах мира постепенным погружением континентов и, как следствие, начала развиваться новая трансгрессия моря на платформы. В связи с нарастанием трансгрессий на фоне смягчения и увлажнения климата происходит *ценофилизация* видов рассматриваемого морфотипа, которые на начальном этапе своего существования были *ценофобами*.

Проведенные исследования позволили нам [6]: 1) проследить на протяжении девонского периода динамику появления, расцвета и угасания радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой, обитавших в весьма удаленных районах Мирового океана, 2) установить четыре популяционные волны, 3) разработать сценарий экспансии в девоне рассматриваемого морфотипа радиолярий (рис. 1).

Первая популяционная волна зарождается в раннем эмсе Японии с появления ювенильного вида-ценофоба *Trilonche trifoliolata* и затухает в фамене Южного Китая.

Вторая, параллельная, но несколько отложенная во времени, популяционная волна начинается в среднем эмсе в Новом Южном Уэльсе Австралии с возникновения нового ювенильного вида-ценофоба *Heliosoma echinatum* и сопровождается взрывом численности, родо- и видообразования в раннем фране в Западной Австралии.

Третья самая мощная популяционная волна возникает в позднем эмсе Южного Урала с зарождения ювенильного вида-ценофоба *Radiobisphaera*.

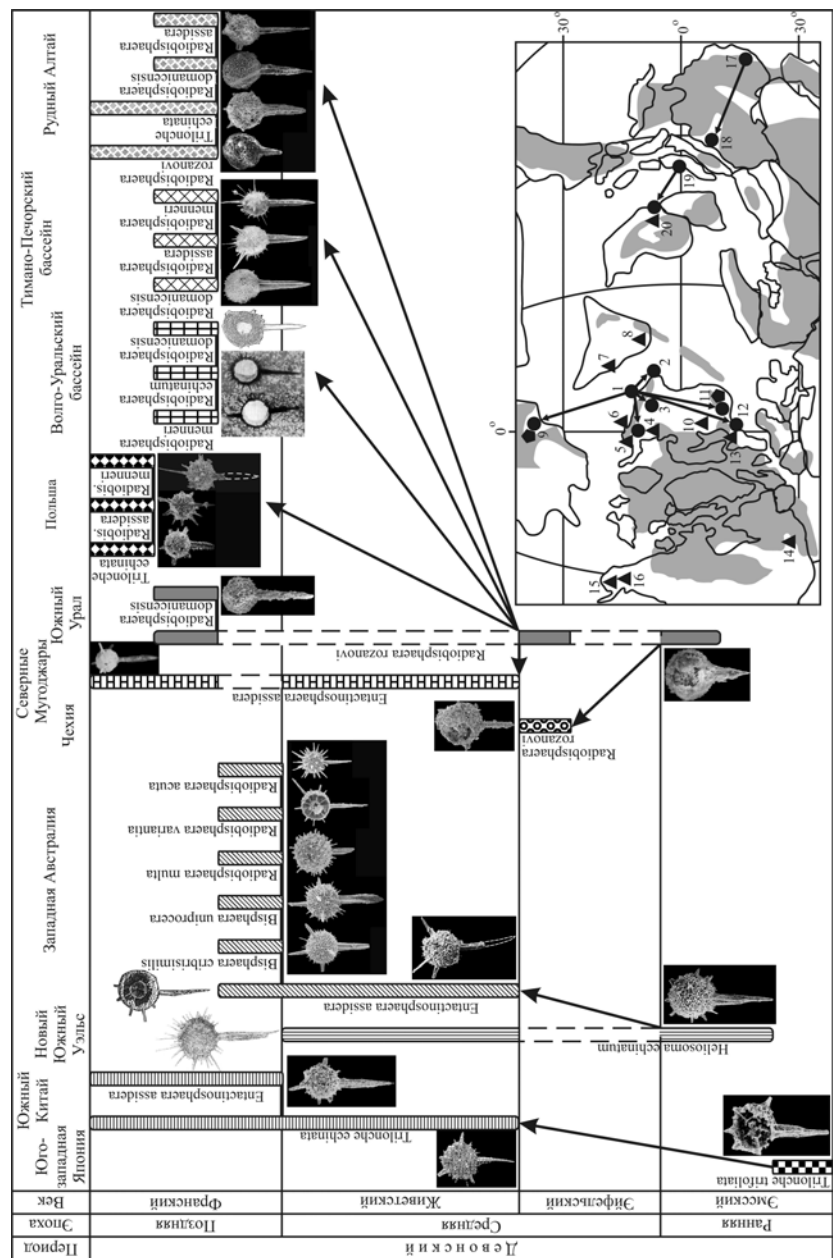


Рис. 1. Модель волновой экспансии в девоне радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой

Условные обозначения к рис.: местонахождения радиолярий в отложениях эмско-франского возраста (●), в пограничных слоях франа и фамена (◆), в разрезах фаменского яруса (▲): 1 – Южный Урал, 2 – Северные Мугоджары, 3 – Волго-Уральский бассейн, 4 – Тимано-Печорский бассейн, 5 – Полярный Урал, 6 – Северный Урал, 7 – восточный склон Среднего Урала, 8 – Восточный Казахстан, Чарская зона, 9 – Рудный Алтай, 10 – Белоруссия, Припятский прогиб, 11 – Польша, 12 – Чехия, 13 – Германия, 14 – США, штат Огайо, 15 – Центральная Аляска, 16 – Восточная Аляска, 17 – Новый Южный Уэльс Австралии, 18 – Западная Австралия, 19 – Юго-Западная Япония, 20 – Южный Китай

gozanovi. Эта волна характеризуется всеерным распространением нового морфотипа в позднем эйфеле в Пражский бассейн, в живетском веке на Северные Мугоджары, а в среднем фране на Рудный Алтай, в Волго-Уральский и Тимано-Печорский бассейны. При этом взрыв численности и видообразования отмечен в среднем фране Рудного Алтая и, особенно, в доминирующих отложениях Тимано-Печорского бассейна.

В позднем фране Южного Китая и Рудного Алтая радиолярии с одной иглой представлены двумя видами, в Центральной Польше тремя видами, а на Северных Мугоджарах известен только один вид данного морфотипа.

В фаменском веке отмечено угасание третьей популяционной волны: в фамене Южного Китая описаны представители только одного вида рассматриваемого морфотипа; в раннем фамене Тимано-Печорского бассейна выявлены последние представители вида *Radiobisphaera gozanovi*, предки которого появились в раннем девоне Южного Урала.

Четвертая популяционная волна зарождается в раннем фамене Тимано-Печорского бассейна с появления ювенильного вида-ценофоба *Radiobisphaera palimbola*. Она отражает кардинальную смену таксономического состава радиолярий на границе франа и фамена в связи с начавшимся похолоданием климата [2, 3]. При этом в переходных отложениях Рудного Алтая и Центральной Польши одновременно встречены радиолярии третьей и четвертой волны распространения морфотипа с двумя пористыми сферами и одной основной иглой.

Четвертая волна отличается циркум-радиальным расширением ареала распространения данного морфотипа: на север (Полярный и Северный Урал, Рудный Алтай), северо-восток (восточный склон Среднего Урала и Чарская зона Восточного Казахстана), юг (Припятский прогиб Белоруссии, Польша и Германия), юго-запад (США, штат Огайо) и северо-запад (Центральная и Восточная Аляска).

Особенности появления и распространения радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой в девонских бассейнах Мирового океана являются ярким примером синхронности образования и эффекта мгновенного (в геологическом масштабе времени) волнового распространения нового морфотипа в условиях теплого климата девона. Подобное волновое распространение эволюционных инноваций и динамика биологиче-

ского взрыва в зоне инвазии, характеризующаяся гиперболическим ростом плотности популяции, могут служить превосходным инструментом в палео-экологических реконструкциях и для совершенствования местных и региональных стратиграфических схем.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем" и РФФИ (проект № 07-04-00649).

1. Ковалев О.В. Фазовые переходы в биологических системах как эволюционный фактор. Фазовые переходы в биологических системах и эволюция биоразнообразия. СПб: Изд-во ПИЯФ РАН, 2007. С. 21–49.
2. Afanasieva M.S., Amon E.O., Agarkov Yu.V., Boltovskoy D.S.] Radiolarians in the geological Record // *Paleontol. J.* 2005. Vol. 39. Suppl. 3. P. S135–S392.
3. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Радиоларии. Москва: ПИН РАН, 2006. 320 с.
4. Matul A., Abelman A., Nürnberg D., Tiedemann R. Stratigraphy and major paleoceanographic transitions in the Sea of Okhotsk during the last million years based on radiolarian data // *Oceanology*. 2009. Vol. 49, N 1. P. 93–100.
5. Ковалев О.В., Вечернин В.В. Описание уединенной популяционной волны // *Доклады АН СССР*. 1986. Т. 291. № 2. С. 491–495.
6. Ковалев О.В. Новая концепция формирования биосферных инвазий: экспансия "ювенильных" таксонов. Биологические инвазии в водных и наземных экосистемах. М: КМК, 2004. С. 53–68.
7. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Эволюция в девоне биоразнообразия пористых радиоларий с двумя сферами и одной основной иглой // *Палеонтол. журн.* 2009. №. 5. С. 9–23.

The major features and differences in occurrence and distribution of radiolarians, possessing the two porous spheres and the one main spine, in Devonian basins are considered. Four solitary population waves and expansion scenario of examined radiolarian morphotype are recognized in the Devonian [7]. The first population wave emerged in the Lower Emsian of Japan and attenuated in the Famennian of Southern China. The second population wave started in the Middle Emsian of New South Wales of Australia and was accompanied by an explosive increase in the number of new genera and species in the Lower Frasnian of Western Australia. The third population wave emerged in the Upper Emsian of the Southern Ural Mountains and followed a fan-shaped pattern of dispersal of the new morphotype in the Upper Eifelian in the Prague Basin, in the Givetian in Northern Mugodzhary, and in the Middle Frasnian in the Rudny Altai and Volga-Ural and Timan-Pechora Basins. In the Famennian, the third population wave attenuated. The fourth population wave emerged in the Lower Famennian of the Timan-Pechora Basin and shows a circumradial expansion of the range of this morphotype.

М.С. Бараш

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, barashms@yandex.com)

Причины массовой гибели морских организмов на границе мезозоя и кайнозоя – современные представления

M.S. Barash

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

The reasons of the mass extinction of marine organisms at Mesozoic and Cenozoic boundary: the contemporary overview

У границы мезозойской и кайнозойской эр (мела и третичного периода – КТ-границы) Земля испытала потрясения, которые затронули все ее внешние оболочки: литосферу, гидросферу, атмосферу и биосферу. В большинстве разрезов граница соответствует стратиграфическому перерыву. В глубоководных отложениях она обычно характеризуется резким сокращением скорости осадконакопления. В областях внешнего шельфа и верхней части материкового склона, кроме того, преимущественно карбонатные отложения сменяются черными глинами. Во всех случаях карбонатность осадков падает.

Во время этого кризиса вымерло около половины родов. В течение мела медленно деградировали ихтиозавры и плезиозавры, которые вымерли к концу периода. Характерные для мела иноцерамиды и рудисты, а также аммониты и белемниты также вымерли к концу мела. Исчезновение иноцерамид в начале позднего маастрихта считается глобальным и связывается с притоком богатых кислородом придонных антарктических вод. В разрезе Дании описано внезапное исчезновение большинства брахиопод в самом конце маастрихта, одновременно с массовым исчезновением планктона.

Исследование хронологии событий вымирания возможно только в непрерывных разрезах с высоким стратиграфическим разрешением. Такие разрезы немногочисленны, за стратотип принят разрез Эль-Кеф в Тунисе. Здесь были исследованы планктонные и бентосные фораминиферы, известковый нанопланктон, динофлагелляты, остракоды, пыльца и споры. Крупные изменения на мел-палеогеновой границе обнаружены только в комплексах фораминифер и нанопланктона.

Рауп и Яблонски [1], по данным изучения разных микрофоссилий, полагают, что КТ-событие было глобальным. Исследование нанопланктона в разрезах, содержащих КТ-границу, в области Тетиса, Индийском океане и в Южной Атлантике показало, что вымирание нанопланктона было внезапным и синхронным на КТ-границе на всех широтах. Сочетание повсеместного падения концентрации нанофоссилий с понижением уровня моря и иногда с иридием, переотложенным с КТ-границы, подтверждает, что меловые экземпляры в палеоценовых осадках переотложены процессами биотурбации или течениями. В конце маастрихта примерно за миллион лет до границы существенных изменений в составе нанопланктона не наблюдается.

ся, что свидетельствует о стабильных условиях.

Каковы свидетельства природных событий у КТ-границы? Выявлен сдвиг $\delta^{13}\text{C}$, обусловленный сокращением продуктивности из-за массовой гибели планктонных организмов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер в низких и высоких широтах в начале и в конце маастрихта (70.5 и 66 млн л.н.) соответствуют температурам порядка 7°C. 70.5 млн л.н. в высоких широтах выявлено похолодание. Для последних трех млн лет маастрихта (~68.5–65.5 млн л.н.) в западной части Северной Атлантики по $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер определено повышение температуры на 6°C. Таким образом, в маастрихте похолодание сменилось потеплением, выявлены кратковременные колебания. У К-Т-границы отмечается пик соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Он объясняется увеличением выветривания материковых пород и речного выноса радиогенного стронция в океаны в результате понижения уровня моря и расширения площади материков. Другая гипотеза связывает его с импакт-событием и кислотными дождями, увеличившими выветривание.

Важнейшим геохимическим свидетельством падения на Землю крупного болида (импакт-события) было открытие Альваресом и др. иридиевой аномалии на К-Т-границе в Губбио (Италия). Присутствие иридиевой аномалии на рубеже 65 млн л.н. было обнаружено во многих ядрах глубоководного бурения и в разрезах на материках. Аномалия содержалась в пределах тонких слоев, что подтверждает разовое выпадение на дно осадка с чрезвычайно высокой концентрацией этого элемента. Альварес с соавторами рассчитали, что астероид должен был иметь диаметр порядка 10 км и двигаться со скоростью около 25 км/сек. Это катастрофическое импакт-событие должно было оказать губительное воздействие на биоту и послужить триггером ряда крупных изменений условий среды. Найдены и другие признаки импакт-событий – шоковый кварц, стекловатые сферулы микротектиты, цунамиты и, самое главное, ударные кратеры характерной структуры. Первым из них был найденный на шельфе п-ва Юкатан (Мексика) кратер Чиксулуб диаметром от 180 до 280 км с возрастом 65 млн лет.

Причины внезапного массового вымирания биоты остаются объектом дискуссий. К главным абиотическим причинам массового вымирания организмов в конце мелового периода относят изменения климата, уровня моря, мощные излияния базальтов (Индия) и импакт-события.

В настоящее время наиболее активно развивается гипотеза импакт-событий. Удар крупного астероида должен был оказать губительное воздействие на морские и наземные организмы из-за понижения освещенности, изменения температуры, кислотных дождей и пожаров. Распространение облаков пыли, состоящей из частиц выброшенных из кратера пород земной коры и материала космического тела, снижало фотосинтез и нарушало всю пищевую цепь. Эффект должен был усиливаться пожарами. При падении астероида в океан выброс в атмосферу водяного пара должен был вызвать парниковый эффект. Удар астероида по карбонатным породам с большим

содержанием CaCO_3 и CaSO_4 , как это было при образовании кратера Чиксулуб на Юкатане, увеличивает в атмосфере содержание CO_2 и сернокислых аэрозолей. Это должно было приводить к выпадению кислотных осадков и повышению температуры на несколько градусов. В пределах кратера Чиксулуб были пробурены скважины, которые на глубине несколько сот метров прошли слой ударной брекчии с фрагментами кристаллических пород материковой коры, стекловатыми сферулами и характерными структурными признаками. У побережий Мексиканского залива найдены мощные отложения цунамитов.

Изучение разреза КТ-границы в скважинах Чиксулуба показало, что в течение небольшого интервала времени имели место, по крайней мере, два катастрофических события. Другим, еще более крупным импакт-событием мог быть удар болида, образовавшего гигантский кратер Шива в Индийском океане западнее Бомбея. Полагают, что он образовался около 65 млн л.н. Возможно, он представляет собой только часть гигантского кратера размером 600х400 км и глубиной 12 км. Величину создавшего этот кратер болида оценивают около 40 км в поперечнике. Возраст кратера определен по возрасту подошвы декканских лав и перекрывающих палеогеновых осадков внутри котловины, по магнитным аномалиям хребта Карлсберг. Разрезы КТ-границы в Индии содержат иридиевые аномалии, ударный кварц, обогащенные никелем стекло и шпинель, отложения цунами. Признаки еще одного импакт-события обнаружены в Тихом океане (скважина DSDP 576 и соседние). Все три перечисленные выше импакт-события находятся на дуге большого круга, названного поясом Альварес в честь Луиса и Уолтера Альваресов за их пионерские работы по образованию кратеров. Согласно этим представлениям, множественные удары астероидов, обломков крупного распавшегося астероида или кометы, в том числе Шива и Чиксулуб, последовательно падали на Землю, двигаясь по дуге пояса Альварес. Кроме этих двух импактов, вероятно, имели место и другие, в частности, попавшие в океаническую область.

Однако ситуация была сложнее. Найдено еще несколько ударных кратеров, образовавшихся в конце мела или у самой КТ-границы. В центральной части Украинского кристаллического щита обнаружен кратер Болтыш. Это кратер сложного строения, диаметром 24 км с центральным поднятием и глубиной дна около 1 км. Выбросы кратера покрывают площадь не менее 25000 кв. км. Ударный расплав образует «озеро» – кольцевой щит мощностью до 220 м, окружающий центральное поднятие. Возраст расплава, согласно Ar-Ar датированию, оценивается как 65.17 ± 0.64 млн лет, т.е. практически такой же, как возраст импакт-события Чиксулуб. Кратер заполнен осадками палеогена и неогена.

В Северном море у берегов Англии в 2001 г. при анализе сейсмических данных был обнаружен ударный кратер Силверпит диаметром 20 км и возможным возрастом 60–65 млн лет. Кратер залегает под слоем осадков до

1500 м при глубине моря 40 м. Кратер активно исследуется, и пока его возраст оценивается в интервале 74–45 млн лет.

В настоящее время считается, что среди известных кратеров у КТ-границы образовались кратеры Чиксулуб, Шива, Болтыш, Силверпит. Кроме того, имеется ряд известных кратеров, которые возникли либо в это же время, либо на несколько млн. лет раньше.

В США, в штате Айова обнаружена кольцевая структура диаметром 35 км – кратер Менсон [2]. Геофизические исследования показали, что в центре структуры находится поднятие кристаллического фундамента шириной 12 км. В породах фундамента обнаружен ударный кварц. В обрамляющем валу более древние слои залегают на молодых, что характерно для выбросов кратеров. По соотношению возрастов слоев, подвергшихся удару, и перекрывающего плаща ненарушенных отложений кратер Менсон появился в конце мела. В базе данных «Earth Impact database, PASSC» приводится возраст кратера 73.8 ± 0.3 млн лет. Однако Френкель [2] сообщает, что в 1988 г. Ar-Ar-методом был определен абсолютный возраст ударного полевого шпата как 65.7 ± 1 млн л. В этом случае импакт-событие Менсон произошло у КТ-границы.

У Арктического побережья России, у эстуария Оби, находятся свидетельства импакт-события – кратер Кара. Он был обнаружен в 1970-х гг. и с тех пор изучался многими российскими и зарубежными исследователями. Здесь обнаружены ударное стекло и ударный кварц. Геофизические исследования показали, что котловина кратера имеет диаметр 65 км, а центральное поднятие – ширину около 10 км. В трое котловины, между центральным поднятием и обрамлением, расположена толща брекчии мощностью 1–2 км. По гравиметрическим данным, кратер Кара представляет собой единую структуру диаметром около 120 км. Френкель [2] сообщает, что возраст кратера Кара около 66 млн л. Однако в базе данных (Earth Impact Database. Univ. of New Brunswick) приведена цифра 70.3 ± 2.2 млн л.

Среди факторов деградации и гибели биоты в конце мела не мог не играть роли трапповый вулканизм. Около 65 млн л.н. вулканизм Декана должен был вызвать первичное разрушение морской пищевой цепи в глобальном масштабе. В верхнюю атмосферу выделилось несколько триллионов тонн токсичных газов (SO_2 , HCl , CO_2) и пепла, которые должны были повлиять на глобальную пертурбацию в атмосфере, вызвать похолодание, кислотные дожди, уменьшение щелочности и pH приповерхностной воды океана, уменьшение озонового слоя, что разрушительно для морских и наземных экосистем. Понижению температуры, вызванному серными аэрозолями, противодействовало ее повышение, вызванное парниковыми газами, такими как CO_2 .

Вредное влияние на организмы при сильных вулканических извержениях и импакт-событиях имеют частичное сходство. Однако вулканические извержения, такие как трапповые излияния, происходят длительное время, и

их влияние соответственно проявляется постепенно, в течение сотен тысяч – миллионов лет. Постепенное загрязнение среды вызывает постепенное вымирание, что и наблюдается в конце мела среди ряда организмов. Импакт-события происходят очень быстро, и их влияние является катастрофически быстрым. Катастрофические события на КТ-границе обусловлены, следовательно, ударами крупных астероидов.

Таким образом, постепенная деградация некоторых элементов биоты в конце мела могла происходить под влиянием разных вредных факторов – быстрых колебаний температуры, состава атмосферы, уровня моря и др., важнейшими были мощные извержения базальтов. Однако внезапное быстрое вымирание огромного числа организмов могло быть вызвано только катастрофическими событиями, такими как удары комет или астероидов. Сочетание в конце мела целого ряда вредных факторов, губительных для организмов и, казалось бы, не связанных между собой, может быть объяснено, вероятно, лишь общей первопричиной, находящейся вне пределов Солнечной системы, например, особенностями движения Земли через Млечный путь [3].

1. Raup D.M., Jablonski D. Geography of end-Cretaceous marine bivalve extinctions // *Science*. 1993. V. 260. P. 971–973.
2. Frankel C. The end of the dinosaurs: Chicxulub crater and mass extinctions. Cambridge University Press, 1999. 223 p.
3. Rampino M.R., Haggerty B.M. The “Shiva Hypothesis”: Impacts, mass extinctions, and the galaxy // *Earth, Moon, and Planets*. 1995. V. 71, № 3. P. 441–460.

Gradual degradation of some elements of biota at KT-boundary could occur under influence of different harmful factors – fast fluctuations of temperature, structure of an atmosphere, a sea level, etc., major of which were powerful eruptions of basalts. However sudden extinction of huge number of organisms could be caused only by catastrophic events, such as impacts of comets or asteroids, which took place within a short time interval. The combination in the end of Cretaceous a lot of harmful factors, pernicious for organisms and, apparently, not connected among themselves, can be explained, possibly, only by the general prime cause, being outside of Solar system, for example, by features of the Earth movement through the Milky Way.

И.М. Барг

(Национальный университет им. Олеса Гончара, г. Днепропетровск, Украина,
e-mail: igorbarg@rambler.ru)

О стратиграфическом положении бугазских слоев и границе плейстоцена и голоцена в Азово-Черноморском бассейне

I.M. Barg

(National University, Dnepropetrovsk, Ukraine)

About stratigraphical position of bugazceh layers and border of pleystocen and holocen in the Azovo-Black Sea basin

В последние годы геологическими организациями Украины детально изучался континентальный шельф Черного и Азовского морей с целью поисков различных полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа. Наиболее перспективными четвертичными осадками этой акватории являются голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения, установленные здесь Н.И. Андрусовым [1], а затем детально изученные А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [2], Л.А. Невесской [5], П.Ф. Федоровым [7] и автором [3]. Как известно, начало голоценового времени в Азово-Черноморском бассейне ознаменовалось крупной трансгрессией из районов Средиземноморья через проливы Босфор и Дарданеллы. Начало этой трансгрессии принимается за границу плейстоцена и голоцена и в настоящее время оценивается цифрой 9 тыс. лет [4].

По стратиграфической схеме Л.А. Невесской [5] самые нижние слои голоцена носят название бугазские слои. Эти слои знаменуют начало черноморского развития бассейна и характеризуются появлением первых представителей средиземноморских элементов в комплексах, в которых господствовали солонатоводные каспийские виды двустворок. Таким образом, границу между голоценом и плейстоценом в Азово-Черноморской области необходимо проводить по подошве бугазских слоев. Однако, в вопросе о положении этой границы существуют различные мнения. Так П.Ф. Федоров [7] на дне Керченского пролива в верхах новоэвксинских отложений, входящих в состав верхнего плейстоцена, фиксирует в отдельных скважинах перерыв в отложениях, который отражен залеганием глинистых бугазских слоев с ракушей с размывом на новоэвксинских глинах (скв. 14, 15, 42, 45). В связи с тем, что переход новоэвксинских слоев в бугазские совершенно постепенный и часто выражен в тех же фациях, что и новоэвксинские слои, то переход одних в другие можно уловить лишь по смене комплексов фауны. По нашему мнению, переход новоэвксинских слоев в бугазские постепенный, так как это подтверждается сменой фаунистических сообществ от каспийских к средиземноморским. Как в новоэвксинских, так и бугазских слоях наблюдается большой процент каспийских видов, таких как *Monodacna caspia caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *D. rostriformis* Andruss.,

Micromelania caspia lincta Mil., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Hypanis plicatus* (Eichw.). Нами детально были изучены бугазские слои в Центральной и Северо-Западной части Азовского моря, в Керченском проливе и в Каркинитском заливе Южного берега Крыма.

На южном побережье Крыма бугазские слои обычно маломощны и изменяются от 0,05 м (ст. 371, 399, 437, 457) до 2 м (ст. 315). В скважине, пройденной в заливе Джарылгач, мощность их достигает 4,6 м. В литологическом отношении в верхней части разреза залегают детритусовые пески от 0,1 до 0,6 м, которые вниз по разрезу переходят в алевритовые илы. В Северо-Западной части Азовского моря бугазские лиманно-морские отложения выделены нами внутри контуров береговой линии Современного Азовского моря, где они выполняют понижения в рельефе и литологически представлены маломощными (0,1–0,2 м) зеленовато-серыми пластичными илами с фауной моллюсков. В центральной части Азовского моря бугазские слои встречены неповсеместно, лишь по отдельным скважинам (скв. 52, 60, 61, 64, 74, 83) и трубках. Чаще всего они представлены черными и голубовато-серыми глинами с примесью мелкозернистого песка, темно-серыми алевритами и зеленовато-серыми песками. Мощность отложений достигает 4,5 м. Иногда в подошве бугазских слоев появляется пресноводная фауна *Unio* sp., *Viviparus* sp., что свидетельствует об опреснении бугазского бассейна и еще раз подтверждает наш вывод об отсутствии перерыва между голоценом и плейстоценом в Черном и Азовском морях.

В Керченском проливе бугазские слои представлены зеленовато-серыми разнотерными песками (скв. 41, 141) и темно-серыми песчаными илами с зеленоватым оттенком. Мощность бугазских слоев 1–2 м (скв. 40, 138, 140, 143) до 6 м (скв. 141).

Смена фаунистических сообществ бугазских слоев от Азовского к Черному морю в первую очередь связана с изменением солевого режима, что хорошо иллюстрируется в таблице 1.

На отсутствие регионального перерыва между бугазскими и новозвксинскими отложениями указывают частые находки *Cerastoderma edule* (Lam.) в последних [3]. Некоторые исследователи пытаются включать бугазские слои в новозвксинские по значительному количеству встреченных в них каспийских голоценовых видов [7]. Однако, на наш взгляд, это недопустимо, поскольку, как видно из приведенной таблицы, бугазские слои содержат уже большое число средиземноморских видов, среди которых следует отметить: *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Divaricella divaricata* (L.), *Pitar rudis* (Poli), *Corbula gibba* Olivi, *C. mediterranea maeotica* (Mil.), *Chlamys glabra pontica* (L.), *Gastrana fragilis* (L.), *Cyclope nerinea* (L.), *Abra milashevitchi* Nevessk., *Hydrobia ventrosa* (Mtg.), *Nassarius reticulatus* (L.), *Bittium reticulatum* (Costa), *Rissoa splendida* (Eichw.), *R. parva* (Costa).

Табл. 1. Распределение фауны моллюсков в бугазских слоях
Азово-Черноморского бассейна

№	Виды моллюсков	Центральная часть Азов- ского моря	Северо- Западная часть Азов- ского моря	Керченский пролив	Западная часть Крыма
1	2	3	4	5	6
1	<i>Monodacna caspia</i> (Eichw.)	+	+	+	+
2	<i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.)	+	+	+	+
3	<i>D. rostriformis distincta</i> Andruss.	+		+	+
4	<i>Micromelania caspia lincta</i> (Mil.)			+	
5	<i>Theodoxus pallasii</i> Lind.			+	+
6	<i>Hypanis plicatus</i> (Eichw.)			+	+
7	<i>Adacna vitrea euxinica</i> Ne- vessk.			+	
8	<i>Lythoglyphus naticoides</i> (c. Pfeif.)		+	+	+
9	<i>Clessionella variabilis</i> (Eichw.)			+	+
10	<i>Cerastoderma edule</i> (Lam.)	+	+	+	+
11	<i>C. exiquum</i> (Gm. in L.)				+
12	<i>Abra ovata</i> (Phillipi)	+	+	+	+
13	<i>A. milashevitchi</i> Nevessk.				+
14	<i>Mytilus golloprovincialis</i> Lmk.				+
15	<i>Mytilaster lineatus</i> (Gm. in L.)				+
16	<i>Chione gallina corrugatula</i> (Siem.)			+	+
17	<i>Spisula subtruncata triangula</i> (Ren.)				+
18	<i>Caspia gmelini</i> (Dub.)			+	+
19	<i>Gastrana fragilis</i> (L.)				+
20	<i>Divaricella divaricata</i> (L.)				+
21	<i>Pitar rudis</i> (Poli)			+	+
22	<i>Mysella bidentata</i> (Mont.)			+	+
23	<i>Corbula gibba</i> Olivi			+	+
24	<i>C. mediterranea maeotica</i> (Mil.)			+	+
25	<i>Chlamys glabra pontica</i> (L.)			+	+
26	<i>Lasea nitida</i> (Turton)			+	

1	2	3	4	5	6
27	<i>Retusa umbilicata</i> (Mtg.)			+	
28	<i>R. parva</i> (Costa)			+	+
29	<i>Bittium reticulatum</i> (Costa)	+		+	+
30	<i>Rissoa splendida</i> (Eichw.)			+	+
31	<i>Cyclope nerinea</i> (L.)				+
32	<i>Hydrobia ventrosa</i> (Mtg.)	+		+	+
33	<i>Nassarius reticulatus</i> (L.)			+	+
34	<i>Chrysallida</i> (Parthenina) <i>indistincta</i> (Mtg.)		+		
35	<i>Viviparus</i> sp.		+		
36	<i>Valvata</i> sp.		+	+	+
37	<i>Planorbis</i> sp.			+	+

Важно подчеркнуть, что комплекс маллакофауны бугазских слоев на шельфе Западного побережья Крыма более обогащен средиземноморскими видами, чем это мы наблюдаем в Керченском проливе и Азовском море, что объясняется тем, что район исследований расположен намного ближе к Босфору и Дарданеллам. Отсюда соленость акватории существенно уменьшается от Средиземного моря к Азовскому.

На основании изложенных материалов схема стратиграфии голоценовых отложений Азово-Черноморского бассейна представлена в следующем виде.

Схема 1

Система	Звено	Слои	Черное море	Керченский пролив		Азовское море
				юго-запад	северо-восток	
Четвертичная	Голоцен	Джеметинские	Джеметинские	Джеметинские	Новоазовские	Новоазовские
		Каламитские	Каламитские	Каламитские		
		Витязевские	Витязевские	Витязевские	Древнеазовские	Древнеазовские
		Бугазские	Бугазские	Бугазские	Бугазские	Бугазские
	Верхний плейстоцен	Новозвксинские	Новозвксинские	Новозвксинские	Новозвксинские	Новозвксинские

1. Андрусов Н.И., Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. АН. 1918. Сер.6. 12. №1. С. 23-28.

2. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1983. 226 с.

3. Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: ДГУ, 1993. 196 с.
4. Ivanova E., Murdmaa, Chepalyga. It. Holocene sea – level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea Shelf // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoontology* XX-XXX, 206. S. 1-32/ (www.elsevier.com/locate/palaeo).
5. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 391 с.
6. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии морских отложений Керченского пролива. // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, №4. С. 907-910.
7. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978. 164 с.

The border passes on a sole of bugazceh layers and characterizes gradual transition from pleystocen to holocen.

Е.В. Безрукова¹, П.Е. Тарасов², Ф. Риедель²

(¹Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, bezrukova@igc.irk.ru,

²Институт геологических наук, Свободный университет, Берлин, Германия, ptarasov@zedat.fu-berlin.de)

Климатически обусловленные изменения природной среды юга Восточной Сибири в МИС 1-3

E.V. Bezrukova¹, P.E. Tarasov², F. Riedel²

(¹Institute of Archaeology and Ethnography, RAS, Novosibirsk, ²Institute of Geological Sciences, Free University, Berlin, Germany)

Climatically driven environmental changes in the south of East Siberia over MIS 1-3 interval

Изучение природной среды последних 50000 лет свидетельствует о ее глубоких изменениях [1–2]. В этот период времени в климатической системе земли имели место относительно холодные и нестабильные интерстадиальные условия МИС3 ~59–29(30) тыс.л.н., суровые – ледникового периода МИС2 ~29(30)–16(17) тыс.л.н., изменчивые условия переходного периода от оледенения к современному межледниковью, климатический оптимум голоцена. Реконструкция ландшафтов, климата, хронологии этих палеогеографических событий может стать ключом к пониманию закономерностей климата прошлого и созданию надежных прогнозных моделей природной среды. Для этой цели бассейн оз. Байкал является одним из наиболее перспективных регионов в Северном полушарии.

Изменения природной среды бассейна оз. Байкал на протяжении ледниково-межледникового интервала, включающего МИС1-3, были реконструи-

рованы на основе комплексного изучения донных отложений оз. Байкал [3–4]. Однако, сравнимых континентальных, особенно пыльцевых и диатомовых записей на юге В.Сибири для этого временного интервала до сих пор не было получено. Пыльцевые записи для МИС 1-3 из оз. Байкал показали, что лесотундровые, тундровые и степные ландшафты преобладали в МИС 3 [3–4]. Ледниковый интервал из этих же записей, соответствующий МИС2, характеризовался еще более значительным господством степной растительности. В переходный период от МИС2 к МИС1 снова расширялись площади лесотундровой растительности. Однако, возраст отложений BDP-99-1 имеет ряд допущений и базируется на сравнении в них пиков обилия диатомовых водорослей и содержания воды с соответствующими максимумами – минимумами в морской изотопно-кислородной шкале [3]. Аналогичная проблема датирования существует и для отложений BDP-96-2, в которых были определены границы главных инверсий палеомагнитного поля [5], и уже между ними проведена корреляция (настройка) возраста полных литологических циклов, соответствующих ледниково-межледниковым периодам плейстоцена, со шкалой уровня июльской инсоляции на 65° с.ш. [6]. Кроме того, в керне BDP-96-2 отсутствует верхняя часть осадка для первых ~ 35.000 лет [7]. Дополнительные трудности датирования создает и резервуарный эффект [8–9]. В итоге проведение не только межрегиональных, но и внутри региональных корреляций палеоклиматических событий в записях из разных котловин самого озера Байкал тоже проблематично. Более надежные возрастные модели могут быть получены для торфяников, но возраст известных из них записей не превышает 16000 лет [10]. Все это привело к необходимости поиска в регионе новых объектов для получения длительных, адекватно датированных, высокоразрешающих записей природной среды.

Таким объектом стали донные отложения оз. Котокель [10]. Представленные новые пыльцевые и диатомовые записи для МИС3-МИС1 получены из непрерывного разреза, имеют высокое временное разрешение и позволяют реконструировать палеоклиматические события векового/тысячелетнего масштаба. Эта запись, обеспеченная одиннадцатью AMS ^{14}C датами, стала основой реконструкции растительности и климата юга Восточной Сибири для последних более 47000 лет.

Реконструированная динамика растительности в бассейне оз. Котокель и нестабильности его уровня за >47000-летний период свидетельствует о многократных перестройках природной среды. Для понимания возможных причин, контролировавших этот процесс, мы провели сравнение последовательности событий в записи из озера Котокель (в дальнейшем Ktk-2) с последовательностью палеоклиматических событий в Северной Атлантике [Svensson et al., 2008]. При этом мы понимаем, что точность возрастной модели и временное разрешение пыльцевой записи Ktk2 не может быть сравнимо с таковыми из записи NGRIP. Однако, последовательность событий в пыльцевой и диатомовой записи Ktk2 независима от точности ее возрастной

модели, как независимы от нее и интервалы изменения в составе растительности и озерной экосистеме, даже если они не показывают прямого совпадения с известными событиями глобального климата.

Согласно записи NGRIP [Svensson et al., 2008] за последние 48000 лет наиболее продолжительным было улучшение климатических условий ~ 47000–41000 л.н. (GI12), прерванное затем коротким ухудшением климата ~ 39000 л.н. В бассейне оз. Котокель этому времени может соответствовать продолжительный период расширения еловых ассоциаций с максимумом ~ 45000–41000 л.н. и развитие планктонных диатомей. Самое значительное развитие лиственничных ассоциаций и новое повышение уровня водного зеркала имели место ~ 34000–32000 л.н. и могли быть вызваны серией коротких потеплений GI7-5 при переходе от МИС3 к ледниковью в МИС2. В целом, общая нестабильность климата северного полушария в МИС3, ~ 47000–30000 л.н. оказывала влияние на климат и растительность бассейна оз. Котокель, вызывая частые сдвиги в структуре ландшафтов, составе растительности, смене комплексов диатомовой флоры, а, значит, реорганизации экосистемы озера. Доминирующими типами растительности в МИС3 оставались тундровый и степной. Таежный тип растительности не исчезал, но его площади сильно сокращались под влиянием холодного и недостаточно влажного климата.

Наступление холодного и сухого климата оледенения МИС2 могло привести к еще большему сокращению древесной растительности ~ 30000–23000 л.н. и максимальному снижению уровня озера.

Реконструкция типов растительности бассейна оз. Котокель предполагает наиболее неблагоприятные условия ~ 28000–23000 л.н., не противореча наступлению периода самых низких температур над поверхностью Гренландского ледникового щита. Вопрос о времени существования МПО в исследуемом регионе, как и в ряде других регионов Евразии, остается дискуссионным, но на сегодняшний день запись из оз. Котокель является единственной высокоразрешающей, непрерывной и адекватно датированной записью изменения природной среды юга Восточной Сибири, согласно которой региональное проявление МПО имело место ~ 28000–23000 л.н. Хотя, для решения вопроса о времени проявления МПО в регионе необходимо получить новые записи изменения климата в это время.

Улучшение условий природной среды в Северном полушарии началось ~ 24000–23000 л.н. (Svensson et al., 2008) и могло обусловить постепенное расширение площадей лесной растительности с ~ 23000 л.н. Возможно, что сокращение лесной растительности ~ 22000 л.н. было ответом региональной растительности на ухудшение климата в Хайнрих-2 (H-2), а продлившееся затем почти до 14700 л.н. расширение лесной растительности из *Larix*, *Picea*, *Betula* sect. *Albae* находилось в соответствии с общим улучшением климата Северного полушария.

Расширение в регионе еловых ассоциаций имело место в позднеледниковые и ассоциируется с интерстадиальным потеплением Беллинг-Аллеред ~ 14700(14600)–12600 л.н. Новое ухудшение климата в Позднем Дриасе ~ 12600–11600 л.н. привело к новому расширению степной, и, особенно, тундровой растительности. Завершение похолодания Позднего Дриаса и начало голоцена в записи Ktk-2 подтверждено датами 11890 и 11470 л.н. и характеризуется новым расширением лесной растительности с *Larix*, *Picea*, *Abies*, но, главным образом, *Betula* sect. *Albae*. Лесная растительность с *Pinus sylvestris* стала господствовать в регионе с 7000–6500 л.н.

Новая региональная запись изменчивости природной среды внесла существенное дополнение в представление о возрасте и особенностях природной среды каргинского мегаинтерстадиала (МИС3), сартанского оледенения (МИС2), резких климатических событий переходного периода от МИС2 к МИС1, которое ранее базировалось на литолого-минералогических и биогеохимических записях из оз. Байкал, имеющих ряд допущений о их возрасте. Сумма новых данных поддерживает прежние выводы о том, что древесная растительность не исчезала в ледниковый период МИС, но значительно сокращала площади. Эти новые данные из континентальной записи должны стать основой для дискуссии о времени проявления максимума последнего оледенения в регионе.

Высокое временное разрешение записи Ktl-2 и реконструкция типов растительности позволили надежно выделить и обосновать интерстадиальное потепление ~14700–12600 л.н. (Беллинг-Аллеред) и стадиальное похолодание ~12600–11600 л.н. (Поздний Дриас), не находивших ясного выражения в пыльцевых записях из оз. Байкал. Реконструкция динамики типов растительности свидетельствует об относительно быстром распространении древесной флоры из рефугиумов, где она переживала оледенение. Ухудшение регионального климата в Позднем Дриасе было менее глубоким, чем в максимум МИС2.

Отсутствие в составе диатомовой флоры оз. Котокель байкальских эндемичных видов свидетельствует о независимом развитии озерной биоты Котокеля и отсутствии связи с водами оз. Байкал, по крайней мере, в последние 47000 лет.

Высокие скорости аккумуляции отложений оз. Котокель определяют высокий потенциал этого объекта для дальнейших исследований. Следующим шагом изучения донных отложений озера может стать повышение временного разрешения полученных записей для создания надежной возрастной модели вариаций регионального климата в позднем плейстоцене.

Исследования поддержаны РФФИ, грант №09-05-00123, Германским научным фондом (DFG), проект TA 540/1 и Байкальским Археологическим проектом.

1. Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.L., Reille M. A. 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records // Nature. 1989. V. 338. P. 309-313.

2. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Climate of the Past*. 2008. V. 4. P. 47–57.
3. BDP-99 Baikal Drilling Project Members. A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // *Quaternary International*. 2005. V. 136. P. 105–121.
4. Shichi K., Kawamuro K., Takahara H., Hase Y., Maki T., Miyoshi N. Climate and vegetation changes around Lake Baikal during the last 350,000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 248. P. 357–375.
5. BDP-96 (Baikal Drilling Project) Members. Continuous paleoclimate record recovered for last 5 million years // *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 78. 1997. P. 597–604.
6. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Peck J.A., Gvozdkov A.N., King J.W. Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes // *Quaternary Research*. 2001b. V. 55. P. 123–132.
7. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Khursevich G.K., Gvozdkov A.A. The detailed record of climatic events during the past 75,000 yrs BP from the Lake Baikal drill core BDP-93-2 // *Quaternary International*. 2001a. V. 80–81. P. 59–68.
8. Colman S.M., Jones G.A., Rubin M., King J.W., Peck J.A., Orem W.H. AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake // *Quaternary Science Reviews*. 1996. V. 15. P. 669–684.
9. Watanabe T., Nakamura T., Nara F.W., Kakegawa T., Horiuchi K., Senda R., Oda T., Nishimura M., Matsumoto G.I., Kawai T. High-time resolution AMS ¹⁴C data sets for Lake Baikal and Lake Hovsgol sediment cores: Changes in radiocarbon age and sedimentation rates during the transition from the last glacial to the Holocene // *Quaternary International*. 2009. doi:10.1016/j.quaint.2009.02.002.
10. Bezrukova E. V., Krivonogov S. K., Takahara H., Letunova P. P., Shichi K., Abzaeva A. A., N.V. Kulagina. Lake Kotokel as a Stratotype for the Late Glacial and Holocene in Southeastern Siberia // *Doklady Earth Science*. 2008. V. 420. P. 658–663.

Climatically driven Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate changes were reconstructed based on pollen and diatom records from bottom sediments of Lake Kotokel, located on the eastern shore of Lake Baikal. The obtained paleoenvironmental record possess by high resolution and adequate age control.

Е.Г. Вологина¹, М. Штурм²

(¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vologina@crust.irk.ru,

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, г. Дюбендорф, Швейцария, e-mail: sturm@eawag.ch)

Голоценовые турбидиты озера Байкал

E.G. Vologina¹, M. Sturm²

(¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, ²EAWAG, Dubendorf, Switzerland)

Holocene turbidities of Lake Baikal

В озере Байкал широко проявлена турбидитовая седиментация. Об этом свидетельствуют результаты исследования коротких (до 1.5 м) колонок донных осадков, отобранных в различных районах озера [1], а также данные глубоководного бурения [2]. Турбидиты переслаиваются с пелагическими биогенно-терригенными илами во всех котловинах озера. Чередование этих отложений в разрезах свидетельствует о том, что спокойные условия осадконакопления периодически прерывались лавинной седиментацией, которая могла быть спровоцирована береговыми оползнями, сползанием материала по подводным склонам внутри озера, селями на водосборе. Одним из важнейших факторов, способствующих образованию турбидитов в озере Байкал, является высокая сейсмичность района [3].

Исследовались голоценовые отложения. Определение возраста осадков проводилось с использованием ²¹⁰Pb и диатомового анализа. Учитывались также литологические особенности осадков.

Байкальские турбидиты выделяются по градиционной текстуре и более темному цвету по сравнению с вмещающими отложениями (рис. 1). В основании этих прослоев обычно залегает песок, на нем – достаточно мощный интервал алевроито-пелитового ила, а в самом верху располагается тонкий (0.5–1.5 см) слой пелитового ила. Во всех турбидитах отмечается значительное количество наземных растительных остатков и слюдистых частиц, повышенное количество спикул губок. Мощность изученных турбидитов варьирует от долей см до 55 см.

Диатомовый анализ свидетельствует о том, что турбидиты характеризуются пониженным общим содержанием диатомей, доля бентосных видов несколько возрастает. Кроме того, в голоценовых турбидитах Южной котловины Байкала отмечено повышенное содержание плейстоценовых и плейстоценовых створок диатомовых водорослей, источником которых служат отложения, распространенные вдоль южного и юго-восточного берегов [4].

Минеральный состав турбидитов наиболее изучен в осадках Южного Байкала. Главными компонентами пелагических илов и турбидитов, вскрытых скважиной BDP-97 (глубина озера в точке бурения – 1430 м), являются кварц, полевые шпаты и слюды (биотит, мусковит). Среди минералов тяже-

лой фракции распространены амфиболы, пироксены, эпидот, гранат, ильменит, сфен, циркон, магнетит, апатит, рутил и др. Выход минералов тяжелой фракции варьирует по разрезу от 0.2 до 5.9 % (фракция 0.25–0.05 мм), при этом максимальные его значения соответствуют турбидитовым слоям [4].

Новые результаты минералогического анализа песчаной фракции получены для поверхностных донных отложений, вскрытых кернами на глубинах 550 и 1360 м вблизи северного берега Южного Байкала. Точки отбора колонок находятся друг от друга на расстоянии около 2 км. Наиболее четко различие минерального состава осадков проявлены по оливину и шпинели. В алевро-пелитовых илах, отобранных вблизи берега (глубина 550 м), содержание оливина достигает 33.6 %, шпинели - 2.4 %. Источником этих минералов являются породы берегового разреза «Белая выемка» [5]. В отложениях, вскрытых на глубине 1360 м, и представленных переслаиванием пелагических илов и турбидитов, шпинель не встречена, а оливин содержится в незначительных количествах (до 1 %). Эти данные наряду с результатами диатомового анализа указывают, что источником турбидитов являются южные и юго-восточные склоны Южной котловины Байкала.

Магнитная восприимчивость байкальских турбидитов достигает 225 ед. СИ [6]. Это связано как с высоким содержанием минералов тяжелой фракции, среди которых преобладают среднемагнитные разности, так и с уменьшением роли биогенного немагнитного материала в турбидитовых слоях.

Вещественный состав турбидитов (повышенное содержание песка и минералов тяжелой фракции, наземных растительных остатков и спикул губок, низкие концентрации створок диатомовых водорослей и, в то же время, повышенная доля древних и бентосных диатомей) свидетельствует, что основную долю этих осадков составляет материал, поступающий из литорали и с наземных склонов Байкала. Минеральный и диатомовый составы указывают, что источником турбидитов Южного Байкала являются южные и юго-восточные склоны этой котловины.

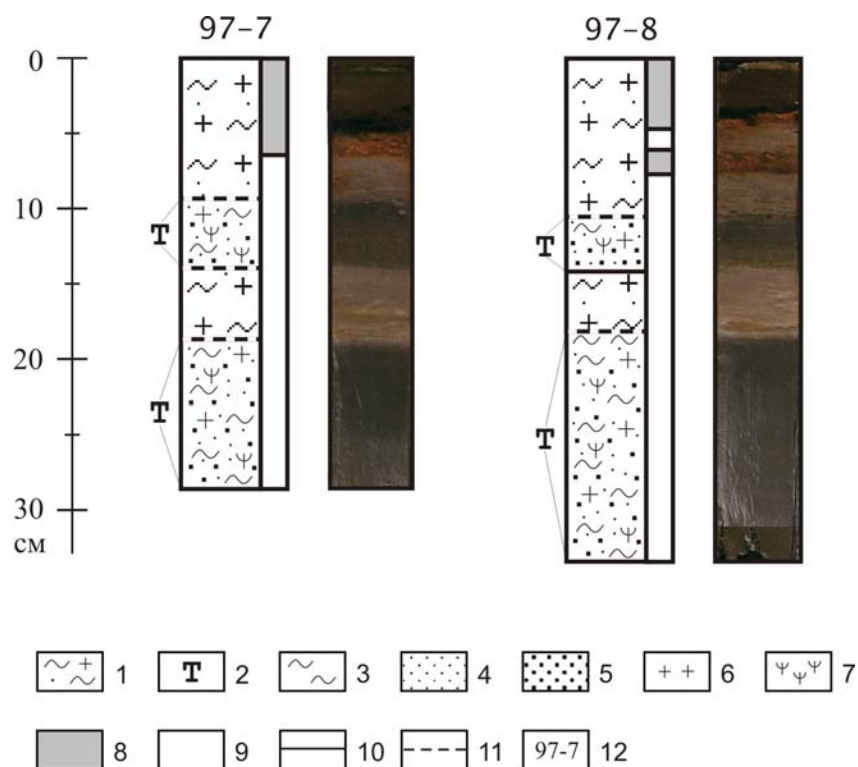


Рис. 1. Литологические колонки и фотографии кернов, отобранных в Южной котловине Байкала.

Условные обозначения. Литологическая характеристика отложений (левый столбец):

1 – пелагический биогенно-терригенный ил, 2 – турбидит; 3–5 – типы осадков (фракции): 3 – пелит, 4 – алевроит, 5 – песок; 6 – диатомеи, 7 – наземные растительные остатки. Правый столбец: 8 – окисленный осадок, 9 – восстановленный осадок.

Границы между слоями: 10 – четкие, 11 – нечеткие

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-13505-офи_ц, интеграционного проекта СО РАН № 92, гранта EAWAG № 85145 и др.

1. Sturm M., Vologina E.G, Levina O.V., Flower R.J., Ryves D., Lees J.A. Hemipelagic sedimentation and Turbidites in the Active Tectonic basin of Lake Baikal // INTAS Conference «Active Tectonic Continental Basins» (Vol. Abstracts). Gent, Belgium, 1998. P. 85-86.
2. Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Gelety V.F., Antipin V.S., Williams D.F., Gvozdkov A.N. Sedimentation processes and new age constraints

on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. V. 89. P. 183–192.

3. Голдырев Г.С., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Шимараева М.К. Особенности состава и строения верхней части осадочной толщи в котловине Байкала // V всесоюз. симпозиум (Тез. докл.). Иркутск, 1979. С. 37-42.

4. Вологина Е.Г., Кашик С.А., Штурм М., Воробьева С.С., Ломоносова Т.К., Калашникова И.А., Храмцова Т.И., Тощак С.Ю. Результаты седиментологических исследований голоценовых отложений Южной и Средней котловин озера Байкал (на примере скважины BDP-97 и колонковых трубок) // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48, № 4. С. 401-413.

5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2007. Т. 15, № 4. С. 3-19.

6. Lees J.A., Flower R.J., Ryves D., Vologina E., Sturm M. Identifying sedimentation patterns in Lake Baikal using whole cores and surface scanning magnetic susceptibility // *Journal of Paleolimnology*. 1998. № 20. P. 187-202.

The results of investigation of Holocene turbidites of Lake Baikal have shown. Turbidites are distinguishable from containing sediments by characteristic features. Results of diatom and mineral analyses indicate that sources of turbidites in South Basin of Lake Baikal are south and south east shores of the basin.

Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина

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

**Биосферное событие на границе палеоцена – эоцена
и его отображение в различных седиментационных
системах Земли (океаны, моря, континенты)**

Yu.O. Gavrilov, E.A. Shcherbinina

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Biosphere event at the Paleocene – Eocene transition
and its record in the different Earth sedimentary systems
(oceans, epeiric seas, continents)**

С палеоцен/эоценовым глобальным событием (РЕТМ – Paleocene/Eocene Thermal Maximum), продолжительностью в несколько десятков тысяч лет, были связаны заметные пертурбации в различных сферах Земли – гидросфере, атмосфере, наземных ландшафтах, в связи с чем его можно оценивать, как имеющее ранг биосферного. В том или ином виде вещественное (литолого-геохимическое) и биотическое отображение события в осадочных толщах устанавливается в различных седиментационных системах – морских, океанических, континентальных. Однако, вне зависимости от того, в каких обстановках накапливались соответствующие РЕТМ осадки, для них везде характерны отчетливые отрицательные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, достигающие величины в несколько промилле. Отрицательная аномалия $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствует о существенном повышении температуры в это время – глубинных вод океанов и высокоширотных вод на 4° и 8°C соответственно. По величине потепления и скорости, с которой оно произошло, событие РЕТМ не имело прецедента в фанерозойской истории Земли. Изотопная аномалия устанавливается в раковинах планктонных и бентосных фораминифер из осадков всех океанов, зубной эмали млекопитающих, в карбонатных конкрециях палеопочв континентальных отложений и т.д. Поскольку изотопный шифт прослеживается в глобальном масштабе, появляется уникальная возможность точной корреляции отложений этого интервала в океанических, морских и континентальных толщах. Основание изотопно-углеродного сдвига в настоящее время принято рассматривать в качестве границы палеоцена и эоцена; с ним практически совпадает граница зон NP9/NP10 по наннопланктону и подзон P5a/P5b по планктонным фораминиферам.

В континентальных фациях событие РЕТМ регистрируется по соответствующему изотопному шифту и особенно хорошо прослеживается в отложениях, содержащих палеопочвы (например, в штате Вайоминг, США). Если это событие не вызвало резких перестроек в таксономическом составе наземных растительных сообществ, то влияние климатических флуктуаций

на фауну было значительным. Именно в этом временном интервале отмечена радиация копытных, грызунов, рукокрылых и т. д., с этим уровнем связано и появление первых приматов. Вместе с тем, в некоторых районах негативное воздействие на наземную биоту биосферных процессов выразилось в появлении карликовых форм млекопитающих, которые восстановили нормальные размеры после окончания РЕТМ.

Если общими чертами для отложений РЕТМ, образованных в эпиконтинентальных морях и океанах, является поведение в них изотопов углерода и кислорода, то по другим литолого-геохимическим параметрам между ними существуют значительные различия.

Важной чертой седиментации в эпиконтинентальных морях Тетиса являлось накопление во время РЕТМ осадков, обогащенных органическим веществом (ОВ) – сапропелитовый пласт (СП), причем это явление было присуще как Северному, так и Южному Перитетису. На территории Северо-Восточного Перитетиса СП с содержанием $C_{орг}$ от 1 до 25 % и более протягивается почти на 3000 км от Таджикистана до Крыма. Под этим пластом нередко прослеживаются следы размыва подстилающих отложений, что свидетельствует о регрессивном эпизоде, предшествовавшем РЕТМ, сам же пласт образовывался на фоне быстрой эвстатической трансгрессии.

Детальные исследования разрезов РЕТМ на территории С-В Перитетиса позволили выявить ряд особенностей их внутренней структуры. Было установлено, что внутри обогащенного ОВ пласта содержание $C_{орг}$ закономерно меняется. В некоторых разрезах сапропелитового пласта можно выделить не менее 4-х слоев, каждый мощностью 15–20 см, в нижней части которых концентрация $C_{орг}$ максимальна, а в верхней части заметно уменьшается. Причем подошва и кровля этих слоев резкая, в то время как внутри слоя переход от его нижней части к верхней сравнительно постепенный. Таким образом можно говорить о нескольких мелкомасштабных седиментационных циклах, свидетельствующих о закономерных циклических изменениях обстановок седиментации во время образования СП. В разрезах Крыма, Кавказа и Средней Азии можно выделить от 1 до 4 циклов. В пределах циклов наряду с вариациями ОВ меняется содержание многих химических элементов (V, Ni, Mo, Se, Zn, Cu, U, Au, Ag и др.). Цикличность внутри сапропелитового пласта РЕТМ очевидно тем или иным образом связана с короткими циклами Миланковича.

Во всех 15 изученных разрезах РЕТМ С-В Перитетиса зафиксирован отрицательный сдвиг $\delta^{13}C_{карб}$ и $\delta^{18}O$. Однако магнитуа этих аномалий в разных частях палеогенового бассейна различна. Величина негативных шифтов $\delta^{13}C_{карб}$ в разрезах Крыма и Большого Кавказа (западная часть палеобассейна) обычно варьирует в пределах 1,5–3 ‰, и только в одном разрезе наблюдается аномально сильный шифт, достигающий 8–9 ‰. В восточной части бассейна, располагавшегося на территории Средней Азии, величина шифтов заметно больше – около 5 ‰, в одном из разрезов Таджикистана до 8–9 ‰,

и только в разрезе на берегу Арала около 2,5 ‰. Замечено, что в разрезах с аномально сильным негативным шифтом $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в породах высокое содержание ОВ (до 20 % $\text{C}_{\text{орг}}$ и более) при низком содержании карбонатного материала. Величина $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ внутри СП может существенно меняться, находясь в зависимости от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, а соответственно от приуроченности к различным элементам циклов.

Величины негативных шифтов $\delta^{18}\text{O}$ в разрезах Крыма и Кавказа варьируют от 1,5 до 3 ‰ и только в одном разрезе возрастают до 5 ‰; в Среднеазиатском регионе величина аномалии от 3,5 ‰ до 7 ‰; в одном разрезе – 2,5 ‰. В некоторых разрезах негативная аномалия $\delta^{18}\text{O}$ также захватывает больший интервал отложений, чем мощность СП. Значительная величина изотопного сдвига в разрезах Средней Азии может быть связана с положением восточной части относительно мелководного бассейна в зоне жаркого аридного климата, что могло сказаться на увеличении температуры вод. Этот эффект мог также усилиться в результате обмеления моря вследствие предшествовавшей РЕТМ регрессии.

Накопление во время РЕТМ углеродистых осадков в морях Перитетиса сопровождалось развитием аноксидных обстановок, на что указывает угнетенность или отсутствие донной фауны, высокие концентрации таких элементов, как Mo, Se, Ni и др., присутствие в отложениях соответствующих биомаркеров (изорениератен) и др.

Обогащение илов значительным количеством ОВ было связано с резким возрастанием биопродуктивности органикостенного планктона (динофлагелляты, фито- и бактериопланктон). Расцвет органикостенного планктона сопровождался резким снижением численности карбонатного микропланктона, в результате чего карбонатность пород СП ниже, чем вмещающих его отложений. Таким образом, во время этого события в морях Перитетиса произошла существенная перестройка биоты, и восстановление ее докризисного облика шло очень постепенно и также сопровождалось исчезновением многих палеоценовых форм.

В океанских осадках, соответствующих РЕТМ, обогащенные ОВ отложения отсутствуют. Вместе с тем, в них также наблюдается угнетенность донной фауны. Наибольший стресс (вплоть до полного исчезновения) испытали бентосные фораминиферы наиболее глубоких частей океанов; сходным образом реагировали на событие РЕТМ и остракоды. В пределах открытых частей океанов (реже на шельфах) также происходило уменьшение продуктивности карбонатных микроорганизмов. Как показали исследования наннопланктона в осадках РЕТМ [1], в отличие от периферических эвтрофных районов океана в его центральных частях для поверхностных слоев вод были характерны олиготрофные условия.

Краткий сценарий биосферного события, увязывающий в единую систему разные его проявления, может быть следующим [2]. Вблизи границы палеоцена и эоцена, очевидно, вследствие существенных текто-

нических событий произошли резкие изменения уровня океана – его падение на несколько десятков метров, а затем быстрый подъем. Позднемеловое-палеогеновое время было глобальной эпохой пенеппенизации рельефа континентов, поэтому в результате регрессии от моря освободились огромные выположенные территории. На них возникли почвенные покровы, озерно-болотные ландшафты, в которых накапливалось ОВ, многие биофильные элементы. Здесь начали генерироваться огромные массы метана («болотный газ»), который поступал в атмосферу и окислялся с образованием изотопно-легкой углекислоты. Результатом было 1) развитие парникового эффекта, повышение температуры и появление отрицательного сдвига $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, 2) образование карбонатов и ОВ с изотопно легким С, как в морях, так и на суше. Регрессия привела к закрытию некоторых проливов и появлению сухопутных мостов, что способствовало расселению в Северной Америке и Европе наземных животных, ранее обитавших только в Азии.

Регрессию сменила быстрая трансгрессия. Наступавшее на сушу море активно взаимодействовало с прибрежными ландшафтами, в которых скопились Р, N, Fe, ОВ и др. Вынос в водоемы значительных количеств биофильных элементов привел к резкой вспышке биопродуктивности планктона в относительно приближенных к суше частях водоемов. Эти эвтрофные зоны выступали в роли биофильтров, задерживавших основную массу биофилов (явление, о котором неоднократно писал А.П. Лисицын); соответственно, было ограничено их поступление в центральные части океанов, становившиеся олиготрофными.

Трансгрессия, будучи весьма быстрой, развивалась, тем не менее, неравномерно, о чем можно судить по установленной в СП цикличности (не менее 4 циклов). Наступление моря на сушу периодически, видимо, приостанавливалось, что приводило к уменьшению поставки в море биофильных элементов, падению биопродуктивности планктона и накоплению менее обогащенных ОВ осадков.

В морях Северо-Восточного, а также Южного Перитетиса и некоторых других регионов эвтрофикация бассейнов сопровождалась резкой перестройкой биоты – с известкового планктона на органикостенный и накоплением обогащенных ОВ осадков. Это приводило к возникновению аноксидных обстановок, негативно влиявших на биоту, в первую очередь на бентосную. В областях развития аридного климата взаимодействие наступающего моря с образовавшимися на стадии регрессии солеродными водоемами обусловило вынос высокоминерализованных вод в моря и океаны, что способствовало возникновению в некоторых районах плотностной стратификации, ухудшению аэрации и появлению или усилению уже существующих дизоксических обстановок в придонных водах.

После того, как трансгрессия завершилась и море заняло оставленные ранее территории, резко уменьшилось поступление биофилов с суши и

биопродуктивность в краевых частях водоемов упала; сократилась поставка метана в атмосферу, уменьшился парниковый эффект, исчезли $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ аномалии. В итоге прекратили существование характерные для PETM признаки, ранее ярко выраженные.

Следует отметить, что определенный вклад в общий баланс образовавшихся во время PETM парниковых газов могли, видимо, внести эманаии метана в атмосферу из крупных аноксидных бассейнов на территории Перитетиса и возможно других регионов, в которых концентрации метана, как и в современных аноксидных бассейнах (Черное море), были велики. Возможно также, что некоторое количество метана могло образоваться вследствие разложения скоплений газгидратов в океанских осадках.

Многие литолого-геохимические и биотические проявления события PETM, зафиксированные в осадочной летописи, присущи и более древним геологическим и биосферным событиям фанерозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект №09-05-00872).

1. Bralower T.J. Evidence for surface water oligotrophy during Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea // *Paleoceanography*. 2002. V. 17, iss. 2. 1029/2001PA000662.

2. 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.

Список значительной части использованной в работе литературы можно найти в [2].

The global biosphere event at the Paleocene-Eocene transition occurred during large-scale sea-level fall followed by very rapid transgression and was characterized by drastic negative $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ excursions, changes in oceanic and atmospheric circulation, significant turnover in marine and terrestrial ecosystems, sedimentation, organic and inorganic geochemistry, and mineral composition of sediments. Peculiarities of PETM development in the different facial and paleoclimatic zones of NE Peri-Tethys are shown and general scenario of this event is suggested.

Л.А. Ганзей¹, Н.Г. Разжигаева¹, А.А. Харламов²

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: lganzev@tig.dvo.ru, ²Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва,
e-mail: harl51@mail.ru)

**Сравнительная характеристика осадков экстремальных
штормов 2006–2007 гг. и цунами на о. Шикотан**

L.A. Ganzey¹, N.G. Razzhigaeva¹, A.A. Harlamov²

(¹Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok,
²Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Comparative characteristic of extreme storms 2006–2007 yrs.
and tsunami deposits on Shikotan Island**

При изучении палеоцунами одной из актуальных задач является найти отличие осадков цунами от других прибрежно-морских фаций, в первую очередь от осадков сильных штормов, сопровождавшихся штормовыми нагонами. Свидетельством прохождения крупных штормов в этом регионе является, в первую очередь, наличие древних штормовых валов, поросших травянистой растительностью, хорошо выраженных на побережье. Возможно, часть их образовалась в середине прошлого века, когда была отмечена серия сильных штормов [1]. 7–10 октября 2006 и 6–8 января 2007 на о. Шикотан наблюдались шторма, которые, по словам очевидцев, были самыми сильными за последние 40–50 лет. Шторма были вызваны глубокими циклонами (давление в центре 964–968 гПа, диаметр барического образования около 2400 км), смещавшимися от Японских островов на северо-восток (скорость смещения достигала 40 км/ч). Шторма вызвали штормовые нагоны с максимальным подъемом уровня до 3.4 м [1]. Порывы ветра достигали такой силы, что по склонам гор образовались полосы поваленных и сломанных деревьев (диаметр стволов до 50 см, возраст до 150 лет). Во время первого шторма во внутренних помещениях маяка Шпанберга на мысе Краб на штукатурке образовалась серия мелких трещин. Летом 2007–2008 годов были изучены последствия этих штормов с определением амплитуды максимальных заплесков на побережье бухт разного типа и строения, описывались изменения в рельефе береговой зоны и отобраны пробы осадков. Изучение осадков штормов проводилось в тех же бухтах, где велись работы по поиску следов палео- и исторических цунами. В 1994 г. в этих же бухтах было проведено подробное обследование с замерами высоты и дальности заплеска цунами, вызванного Шикотанским землетрясением 4 октября 1994 г. [2, 3]. Цель настоящего исследования – выявить критерии отличия осадков экстремальных штормов и цунами.

Обследование тихоокеанского побережья о. Шикотан на предмет проявление штормового воздействия после экстремальных штормов 2006–2007 гг. показало, что максимальные высоты заплеска наблюдались на бортах бухт

(до 6–8 м). В вершинах бухт, где развиты аккумулятивные формы (высотой 2–3 м), высоты заплеска штормовых волн были близкими в бухтах с разной ориентацией береговой линии и составляли 2.7–3.9 м. Такая картина отмечена как для открытых бухт, так и для полузакрытых, таких, как Церковная, Аэродромная, Горбунок. Наиболее высокие заплески волн были в открытых бухтах – Маячная и на отдельных участках бух. Димитрова. В приустьевых частях рек, которые, как правило, снижены, заплеск штормовых волн был ниже (1.4–2 м), здесь отмечена максимальная дальность проникновения штормовых волн – до 148 м в бух. Церковной и 133 м в бух. Солдатской. На других участках дальность заплеска, как правило, составляла 40–60 м. Большие величины наблюдались в бухте Церковной с отмытым береговым склоном (до 112 м), что благоприятствовало свободному проникновению морских вод вглубь суши во время нагонов. За пределы пляжа штормовые волны проникали на 10–58 м, минимальные значения отмечены для карманных бухт с высокими древними штормовыми валами. Небольшие значения высоты заплеска отмечены в вершине закрытой бухты Малая Церковная.

Проникновению штормовых волн за пределы зоны пляжа и древнего штормового вала способствовало косейсмическое опускание всей территории острова во время Шикотанского землетрясения 1994 г. на 0.5–0.7 м [2], что привело к существенному снижению высотных отметок древних аккумулятивных форм на побережье. Вероятно, если бы не произошло этого опускания территории, во время штормов 2006–2007 гг. дальность заплеска была бы меньше.

За пределами зоны пляжа шторма 2006–2007 гг. оставили хорошо выраженные покровы осадков (шириной 8–52 м), перекрывающие древний штормовой вал и низкую морскую террасу. Мощность осадков достигала 0.7–0.9 м. В полузакрытых бухтах, ориентированных на юг, покровы образуют языки, вдающиеся вглубь суши, по-видимому, здесь наблюдался сильный штормовой нагон. Граница покрова штормовых осадков, как правило, не достигала линии максимального заплеска волн, здесь встречены только отдельные галька, валуны и полоса морского мусора. Наиболее протяженные покровы штормовых осадков образованы в приустьевых частях рек. В бухте Малой Церковной с обширной илистой осушкой за пределами пляжа в зоне затопления шторм не оставил осадков.

Во время штормов происходил активный размыв древних штормовых валов, склоновых шлейфов на бортах бухт и древних абразионно-денудационных уступов. Зона эрозии хорошо выражена в нижних частях клифов. Материал переносился вдольбереговыми потоками наносов с бортов в вершины бухт, что привело к формированию покрова грубого плохо сортированного и плохо окатанного материала. В крупных бухтах Димитрова и Церковная наиболее активно такой материал поставлялся с южных бортов, где во время шторма формировались сильные вдольбереговые течения.

Изучение гранулометрического состава штормовых осадков показало, что, как правило, материал поставлялся из разных источников (пляж, подводный береговой склон, древний береговой вал, терраса, склоновые отложения). Для таких песков характерны полимодальные кривые распределения, примесь гравийного материала и плохая сортировка. Бимодальные кривые распределения характерны для штормовых песков, образованных при поставке материала из двух источников, сложенных хорошо сортированными песками с одномодальными кривыми распределения. Структура штормовых осадков сильно отличается от песков осушки и пляжа, которые имеют одномодальные кривые распределения и хорошо сортированы. В вершинах бухт с широким песчаным пляжем (бух. Церковная), где происходило, в основном, поперечное перемещение наносов, пески шторма идентичны пляжевым. Здесь отмечена максимальная мощность покрова штормовых осадков.

Во всех бухтах, где проводилось обследование, величины штормовых заплесков были намного ниже, чем характеристики заплесков цунами 1994 г. [2]. Высота заплесков экстремальных штормов в среднем в 2–3 раза меньше, чем высота заплесков цунами 1994 г.; дальность зоны проникновения штормовых волн существенно меньше, чем зона затопления цунами. Например, в центральной части бух. Димитрова дальность заплесков штормовых волн была на порядок меньше, чем волн цунами.

Характер осадконакопления во время сильных штормов существенным образом отличается от осадконакопления во время прохождения цунами, в первую очередь, из-за разных соотношений длины и высоты самих волн. Несмотря на большую высоту короткопериодические штормовые волны оставляют сплошные покровы осадков, протягивающиеся узкой полосой сразу за границей зоны пляжа. В отличие от штормов, цунами в условиях дефицита обломочного материала в береговой зоне острова, как правило, не образуют сплошных покровов, а залегают пятнами и полосами, приуроченными к небольшим перегибам рельефа. Зона аккумуляции осадков цунами намного превышает зону действия экстремальных штормов и может протягиваться на несколько сотен метров вглубь суши. Например, после цунами 1994 г. на о. Шикотан пески были встречены на расстоянии до 470 м от береговой линии [2]. Мощность покрова штормовых осадков значительно больше, чем осадков цунами, поскольку часть материала, принесенного цунами, может уноситься обратным потоком. Покров штормовых осадков за пределами пляжа и древних штормовых валов образован прямым потоком, обратный поток здесь практически отсутствовал, происходила фильтрация воды. Этим объясняется образование в таких покровах слоистости, отвечающей однонаправленному потоку.

Сравнение гранулометрических характеристик штормовых осадков и осадков цунами на о. Шикотан (рис. 1) показало, что штормовые осадки существенно грубее, часто содержат примесь гравия (до 66 %), практически

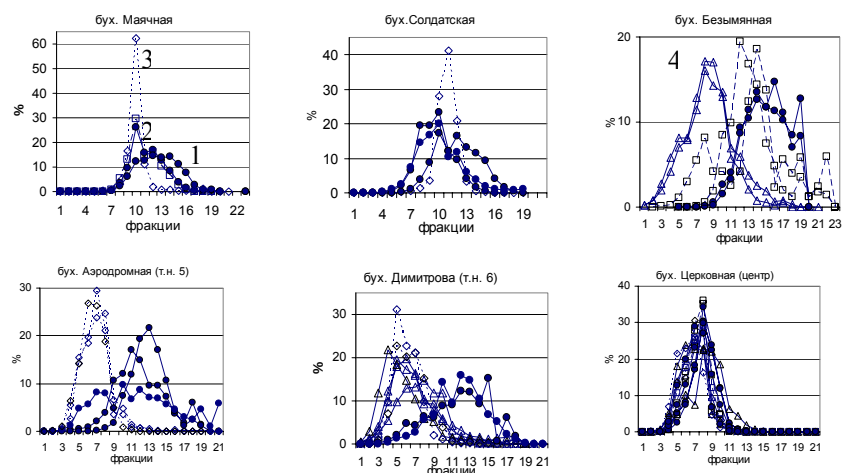


Рис. 1. Гранулометрический состав осадков штормов, цунами и других прибрежно-морских фаций тихоокеанского побережья о. Шикотан.

Фракции: 1 < 0.05; 2 – 0.05-0.063; 3 – 0.063-0.08; 4 – 0.08-0.1; 5 – 0.1-0.125; 6 – 0.125-0.16; 7 – 0.16-0.2; 8 – 0.2-0.25; 9 – 0.25-0.315; 10 – 0.315-0.4; 11 – 0.4-0.5; 12 – 0.5-0.63; 13 – 0.63-0.8; 14 – 0.8-1; 15 – 1-1.25; 16 – 1.25-1.6; 17 – 1.6-2; 18 – 2-3; 19 – 3-4; 20 – 4-5; 21 > 5 мм. Осадки: 1 – штормов 2006-2007 гг.; 2 – пляжа; 3 – осушки; 4 – цунами

не включают алевроита, присутствующего в осадках цунами (до 33 %). Как правило, сортировка материала штормов лучше, чем осадков цунами.

Такая же закономерность была установлена при сравнении характеристик осадков цунами 1993 г. и шторма, связанного с прохождением тайфуна Miyakojima в 1959 г. на побережье Юго-Западного Хоккайдо [4].

На о. Шикотан осадки штормов и цунами наиболее сильно отличаются в бухтах, где идет подача грубого материала с бортов. В южной части бух. Димитрова и бух. Безымянной осадки штормов хуже сортированы по сравнению с цунамигенными песками. В крупных бухтах с широким песчаным пляжем (бух. Церковная) гранулометрический состав осадков штормов и цунами почти аналогичен, осадки цунами имеют более уплотненные кривые распределения и несколько хуже сортированы. В целом, осадки штормов и цунами имеют одни и те же источники поступления материала, но их вклад в формирование осадков существенно отличается: цунами в отличие от штормов захватывает больше материала с подводного берегового склона.

Авторы выражают благодарность А.А. Шишкину и Г.С. Богданову (ИМ-ГиГ ДВО РАН), сообщившим о своих наблюдениях, сделанных во время и сразу после прохождения штормов 2006–2007 гг. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-00066.

1. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Харламов А.А., Ивельская Т.Н. Экстремальные шторма 2006–2007 гг. на о. Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки // *Океанология*, 2009 (в печати).
2. Кайстренко В.М., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А. и др. Проявление цунами 4 октября 1994 года на Шикотане // *Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией*. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. VIII. С. 55–73.
3. Иванов В.В. Исследование влияния цунами на осадконакопление по следам цунами 4 октября 1994 года // *Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. VIII)*. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 119–128.
4. Nanayama F., Shigeno K., Satake K., Shimokawa K., Koitabashi S., Miyasaka S., Ishii M. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan // *Sedimentary Geology*, 2000. V. 135. P. 255–264.

The aim of study is to compare distribution and sedimentary differences between strong storm and tsunami deposits. The study area includes Pacific side of Shikotan Island (Lesser Kurils). The heights and inundation area of storm surges 7–10 October 2006 and 6–8 January 2007 within bay coasts of different types were measured. Grain size composition of storm and tsunami deposits is analyzed.

А.Ю. Гладенков

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

Использования зональных подразделений по диатомеям при датировании и корреляции океанических и шельфовых толщ кайнозоя Северотихоокеанского региона

A.Yu. Gladenkov

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Application of diatom zones for dating and correlation of the North Pacific Cenozoic oceanic and shelves deposits

Для детального расчленения и датирования морских кайнозойских отложений в современной геологической практике активно используются биостратиграфические зоны, выделяемые по планктонным микроорганизмам. Такие зоны, представляющие собой более дробные стратиграфические подразделения по сравнению с ярусами, прослеживаются в пределах значи-

тельных территорий. При изучении разрезов внетропических районов, где в отложениях с возрастом моложе эоцена остатки карбонатного планктона редки или отсутствуют, особенно актуальным является изучение диатомовых водорослей. В частности, это относится к Северотихоокеанскому региону, в котором зоны по диатомеям находят применение при исследовании широко развитых разнофациальных толщ верхнего кайнозоя. Однако при этом не всегда уделяется должное внимание вопросам, которые связаны с методикой выделения и особенностями использования биозон при корреляции океанических толщ и относительно мелководных отложений, представленных в разрезах разных частей региона. Между тем, ряд таких вопросов требует специального рассмотрения.

Начало исследований остатков морских диатомовых водорослей и использования их для стратиграфического расчленения в Северотихоокеанском регионе относится к первой половине прошлого века. На основе данных, полученных при изучении ряда неоген-четвертичных разрезов различных районов обрамления Северной Пацифики, а также колонок донных морских осадков к началу 1970-х годов были выделены диатомовые ассоциации разного возраста. Сравнительный анализ комплексов из разновозрастных образований показал принципиальную возможность их использования при корреляции кайнозойских отложений. В результате был предложен ряд биостратиграфических подразделений по диатомеям, которые, в первую очередь, представляли собой горизонты и слои с флорой. Однако наиболее значительные результаты, которые дали возможность подойти к разработке реальных зональных шкал кайнозоя, были получены при изучении разрезов океанического дна. Эти данные были получены по материалам глубоководного бурения, которое началось в северной части Тихого океана в первой половине 70-х годов XX столетия. В результате изучения относительно полных и непрерывных разрезов осадочных отложений были разработаны первые варианты океанической зональной шкалы по диатомеям для среднего миоцена – квартера, включающие 8–9 зон [1, 2]. В ходе последующих работ по обработке материалов новых скважин шкалу удалось значительно усовершенствовать, дополнить и детализировать, а также расширить ее возрастной диапазон. В настоящее время она включает более 20 зон и охватывает интервал от начала олигоцена до квартера [3–5].

Изучение разрезов океанического обрамления, особенно активно проводящееся с 1970–1980-х годов, выявило, во-первых, широкое распространение остатков диатомей в отложениях верхнего кайнозоя (прежде всего, неогена), а во-вторых, возможность во многих случаях корреляции выделенных ассоциаций с комплексами зональной океанической шкалы. Результаты исследований диатомовых комплексов позволили пересмотреть возраст ряда свит, формаций и региональных горизонтов, а также уточнить корреляционные схемы. Таким образом, создание зональных шкал явилось крупным достижением, предоставившим стратиграфам реальный “инструмент” для

датирования и расчленения морских осадочных толщ кайнозоя.

Однако, как следует из геологической практики, при этом необходимо учитывать те затруднения и ограничения, о которых не всегда вспоминают, но с которыми приходится сталкиваться при использовании зональных подразделений. В этой связи остановимся на трех-четырех аспектах таких трудностей.

Во-первых, следует помнить, что при разработке шкал (несмотря на то, что делается это на материале конкретных разрезов океанического дна) выделяются различные типы зон. Прежде всего, они представлены интервал-зонами, зонами распространения таксона, филозонами и зонами совместного распространения (в ряде случаев, используются также и элементы эпиболей). Так как выделение зон ведется, прежде всего, на основе прослеживания смены представителей быстро эволюционировавших в кайнозое родов диатомей, различия в составах сменяющих друг друга комплексов проявляются главным образом на уровне ограниченного количества видов. При проведении зональных границ используются датированные уровни – уровни появления или исчезновения отдельных видов (необязательно относящихся к одному роду), реже – уровни резкого изменения их численности. Использование такого приема выделения границ предполагает, что зоны часто не отражают значительные этапы развития флоры, а зональные комплексы не всегда обнаруживают преемственность в разрезе. Но как показала практика, наиболее эффективные результаты достигаются именно путем “комбинирования” разного типа зон с использованием анализа стратиграфического распространения отдельных видов или реже – родов. Это позволяет в итоге получать достаточно дробные, смыкающиеся и устойчивые биостратиграфические подразделения.

Во-вторых, приходится констатировать, что глобальных верхнекайнозойских зон по диатомеям не существует. Установлено, что диатомовые комплексы, по крайней мере, с олигоцена, характеризуются определенной степенью провинциализма и приурочены к определенным климатическим областям. Для этих областей характерны поверхностные водные массы с определенными физико-химическими параметрами, к которым приурочены ассоциации диатомей, отличающиеся по таксономическому составу. Поэтому, например, в пределах Тихого океана для трех регионов – низких широт, высоких-средних южных и высоких-средних северных широт по диатомеям используются в той или иной степени различные зональные шкалы с разным количеством зон. В целом, границы подразделений в этих шкалах проводятся по одному принципу – на основе использования датированных уровней. Однако зональные комплексы характеризуются разным таксономическим составом, а в качестве датированных уровней выбраны различные формы. Кроме того, границы стратиграфического распространения ряда форм, в том числе важных в стратиграфическом отношении, диахронны при переходе из одной широтной области в другую, что затрудняет корреляцию шкал. При сопоставлении шкал соседних регионов большую важность

представляет изучение “переходных” диатомовых ассоциаций в разрезах экотонных областей, а также привлечение данных по магнитостратиграфии. Выделенные в различных регионах зональные подразделения (составляющие последовательность смыкающихся биозон с устойчивыми границами) можно, видимо, относить к зонам широкорегионального масштаба.

В-третьих, определенные трудности использования зон имеются даже в пределах одной климатической области. В частности, в Северотихоокеанском регионе они связаны с тем, что данный регион включает геологически сложно построенную обширную зону перехода от океана к континенту. Вкrest ее простираются глубоководные фации образуют своеобразные “клинья” с вершиной к суше. К такой зоне, например, относится большая часть разрезов Чукотки, Аляски, Камчатки, Сахалина и других районов, для которых характерны пестрота фаций, невыдержанность мощностей и большое количество перерывов. Из-за “клиньевой” структуры многих шельфовых разрезов, в них часто трудно проследить диатомовые зоны (выделенные в океанических толщах) в их полном объеме и определить их границы. Это приводит к несмыкаемости зон в относительно мелководных фациях. Поэтому уровни появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов, здесь во многих случаях не совпадают с таковыми их реального появления или вымирания, а отражают появление или исчезновение в конкретном разрезе. Кроме того, при переходе от океанических к разрезам более мелководных фаций число типично океанических видов, которые используются при обосновании зональных границ, в составе комплексов уменьшается, а в ассоциациях доминируют формы, характерные для прибрежных морских зон. По этой причине, в ряде случаев достаточно трудно сопоставлять комплексы, формировавшиеся в разных частях окраинных бассейнов и открытого океана, так как они имеют разный таксономический состав. При этом в составе исследуемых ассоциаций зональные маркирующие виды могут вообще отсутствовать. Особое значение в связи с этим приобретают поиск и детальное изучение разрезов с “переходными” диатомовыми комплексами - от океанических к неритическим, состав которых характеризуется наличием форм, типичных как для первых, так и для вторых ассоциаций. Одновременно для контроля построений следует привлекать данные по литологическим, физическим и другим маркерам.

Четвертое. Часто предполагается, что зональные подразделения являются хроностратиграфическими. Однако на самом деле, они представляют собой *биостратиграфические зоны*, которые могут иметь диахронные границы. В ряде случаев под влиянием “гипноза” изучения зон в одном разрезе исследователи “подравнивают” зональные границы в других разрезах, не задумываясь над вопросом об объеме допуска такого “подравнивания”. В этом отношении не всегда принимается во внимание имеющиеся “скольжения” границ биостратиграфических зон и даже линзообразное залегание некоторых конкретных зон. Поэтому при проведении границ большое зна-

чение имеет как изучение ископаемых комплексов в широкой серии разрезов, так и использование для контроля других палеонтологических групп, а также анализ различных маркирующих реперов (палеомагнитных и др.). Иначе при имеющемся стремлении к выделению хронозон, они часто будут оставаться необоснованными.

Однако, несмотря на все трудности, использование зональных подразделений по диатомеям имеет огромное значение при проведении работ в пределах Северотихоокеанского региона. Зоны служат действенным инструментом при решении стратиграфических и геологических задач. Подтверждением этого служат примеры достижений последних лет, полученных при изучении разрезов кайнозоя Сахалина, Японии, Камчатки, Аляски и прилегающих акваторий. В частности, это касается зонального расчленения и датирования толщ олигоцена и нижнего миоцена, которые впервые удалось получить именно на основе изучения диатомей. Нет сомнений, что при трезвом подходе к зональной стратиграфии, ее необходимо шире использовать и развивать. Палеонтологический метод, с заложенным в нем огромным потенциалом, был и остается основным среди других методов, которые применяются при детальных стратиграфических работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00015 и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Koizumi I. The late Cenozoic diatoms of Sites 183–193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project // *Init. Repts DSDP*. 1973. V. 19. P. 805–855.
2. Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the Circum-North Pacific region // *J. Geol. Soc. Japan*. 1975. V. 81. P. 611–627.
3. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*. 1995. V. 145. P. 3–19.
4. Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // *J. Geol. Soc. Japan*. 1998. V. 104. P. 395–414.
5. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.

The significance of diatom assemblages for dating and correlation of post-Eocene marine sediments in the North Pacific is discussed. The current North Pacific diatom zonation is shown to be efficient in studies of the Cenozoic deposits of various areas of the region. Peculiarities and restrictions on the use of diatom zonal units within the region depending on the latitudinal position of the sections and their locality in different parts of the basin are analyzed.

Ю.Б. Гладенков

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

**Зональная стратиграфия в расчленении морских
отложений: реальности и ограничения**

Yu.B. Gladenkov

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Zonal stratigraphy in subdivision of marine deposits:
realities and restrictions**

1. Прошло 150 лет после того, как в стратиграфию было введено понятие “зона”. В середине и конце прошлого столетия зональная стратиграфия нашла особенно широкое применение в геологической практике. В частности, зоны стали использоваться при расчленении мезозойских и кайнозойских осадков Мирового океана, что нашло отражение в обширной литературе последних десятилетий, посвященной результатам глубоководного бурения. И, конечно, корреляция более 40 зон кайнозоя в осадках трех океанов является яркой иллюстрацией практического использования зональных исследований.

К настоящему времени все системы и ярусы фанерозоя фактически обеспечены зональными подразделениями, имеющих среднюю продолжительность 0.3-3.0 млн. лет, и количество которых достигло более 300. Не случайно разработки зональной стратиграфии относят к одному из самых больших достижений современной геологии.

2. Вместе с тем, существует разное понимание сути и целей зональной стратиграфии, методов выделения зональных категорий и оценки зон как стратиграфических подразделений. Это, в частности, нашло отражение в Международном стратиграфическом руководстве [1], Стратиграфическом кодексе России [2], а также в ряде стратиграфических сводок последних лет. Речь идет о разных подходах:

а) к выделению различных типов зон (биостратиграфические зоны и хронозоны, оппель-зоны и биогоризонты и проч.);

б) в оценке пространственного распространения зон (их глобальности или провинциальности) и роли седиментационного фактора;

в) к трактовке зон как стратиграфических подразделений (соотношение с геостратиграфическими единицами общей и региональных шкал).

3. Из анализа последних публикаций, посвященных зональной стратиграфии, следует, что на фоне имеющихся разночтений по трактовке зон возникает необходимость, чтобы авторы тех или иных работ специально разъясняли, в каком смысле используются выделяемые ими зоны (например, когда они применяют понятие “интервал-зона”, а когда – “комплексная зона”, какие ограничения накладываются при использовании датум-плейнов и проч.). *Биостратиграфические зоны*, которые широко используются па-

леонтологами и биостратиграфами, по мнению многих исследователей не являются конечной целью стратиграфии, хотя на их основе решается много важных задач (выявление определенных стратиграфических уровней, корреляция разных биофаций и др.). В то же время, в качестве важнейших стратиграфических единиц рассматриваются *хронозоны*, которые соответствуют этапам или фазам геологического развития тех или иных бассейнов и которые маркируются в типовых разрезах определенными ископаемыми сообществами и другими признаками (магнитные и прочие характеристики). Не случайно в Стратиграфическом кодексе России [1] биостратиграфические зоны относятся к *специальным* подразделениям, а хронозоны – к *основным* единицам стратиграфической шкалы комплексного обоснования. Сейчас все больше выясняется, что в отличие от хронозон, биостратиграфические зоны имеют часто диахронные границы и провинциальное, а не глобальное распространение, что не всегда учитывается при практических корреляциях. Но при детализации стратиграфических схем масштаб этих явлений приходится принимать во внимание. Вот почему международный опыт использования зон при широких корреляциях донных осадков древних океанов представляет громадный научный интерес и нуждается в детальном анализе с точки зрения методических подходов.

Нельзя забывать при этом, что для проверки степени изохронности зональных границ необходимо использовать магнито-, лито-, цикло-стратиграфические маркеры. Без этого контроля многие зональные построения в настоящее время не выглядят безупречными.

4. Если рассматривать зональную стратиграфию не только в прикладном, но и в широком научном аспекте, то она укладывается в идеи геостратиграфической концепции стратиграфии, которая сейчас находит отражение в “динамической”, “экосистемной” и “биосферной” стратиграфии [3]. Выявление этапности геологического развития Земли и ее отдельных частей, расшифровка преобразований органического мира на *биогеоценологическом и биосферном* уровнях, комплексное изучение палеобиотических сообществ – все это представляется одним из генеральных направлений современных стратиграфических исследований. Здесь уместно вспомнить о широком разноплановом подходе к стратиграфическим исследованиям В.В. Меннера, Б.С. Соколова, Г.П. Леонова и других замечательных отечественных ученых, которые призывали к системному изучению геологических и, в частности, палеобиологических событий.

5. Подводя итог, отметим, что зоны в настоящее время широко используются в геологической практике, представляя собой серьезный инструмент стратиграфических исследований. Зональная стратиграфия важна для детализации стратиграфических схем, уточнения объемов и границ ранее выделенных или впервые обособленных ярусов и регионарусов – горизонтов, а также проведения широких субглобальных, межрегиональных и региональных корреляций. Помимо этого, она нужна для расшифровки геологической

истории и палеогеографии древних бассейнов, особенностей эволюции биоты разных экосистем, а кроме того – прогнозирования развития природных обстановок будущего. Таким образом, одна из задач современных исследований морских отложений заключается в использовании зональной стратиграфии на достойном методическом уровне, чтобы способствовать реальному совершенствованию стратиграфических построений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00015 и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Стратиграфический кодекс России. Издание третье / Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ (МСК России), 2006. 96 с.
2. International Stratigraphic Guide: An abridged version / Eds. M.A. Murphy, A. Salvador // Episodes. 1999. V. 22. № 4. P. 255-271.
3. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004.

The role of zonal stratigraphy in refinement of stratigraphic scales and deciphering of peculiarities in development of past marine ecosystems and biological assemblages is reviewed. Some problems and restrictions of zonal stratigraphy in subdivision of marine deposits are discussed.

О.В. Димитров¹, В.А. Друщиц²

(¹Институт океанологии БАН, Варна, e-mail: ovdimitrov@io-bas.bg,

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: drouchits@ginras.ru)

**Основы построения сейсмостратиграфической модели
четвертичных осадков в самой южной части болгарского
шельфа**

O.V. Dimitrov¹, V.A. Drouchits²

(¹Institute of Oceanology BAS, Varna, ²Geological Institute RAS, Moscow)

**Base of Quaternary sediments seismic stratigraphic model
for most southern part of Bulgarian shelf**

Проблема формирования четвертичного покрова в Черном море, несмотря на интенсивные исследования последних лет, до сих пор остается нераскрытой. Шельф Болгарии не является исключением. Известно, что осадочная толща шельфа сложена морскими и терригенными отложениями. Сегодня единственным доступным методом определения взаимоотношения и пространственного распространения на шельфе фаций различного генезиса являются сейсмические исследования. Метод сейсмостратиграфии, подкрепленный данными редкого бурения в акватории и данными по литологии и стратиграфии морских разрезов современной суши, позволяет восстановить историю развития шельфа Болгарского сектора Черного моря. В четвертичное время уровень моря неоднократно менялся. Сложность идентификации этого процесса заключается в том, что помимо глобальных событий, природных условий окружающей суши на его положение оказывают влияние связь с двумя морями: Средиземным и Каспийским, и собственно тектоника Черноморского бассейна.

Для сейсмостратиграфического расчленения отложений континентальной окраины использовались материалы сейсмоакустических исследований, проведенных во время экспедиции "Средецка-88" (профили с номерами 1488С, 1588С, 1688С и переходный профиль N1-288С между профилями N0188С и N0288С), а также материалы экспедиции "Резово-84" (профили с номерами 05K84Р, 06K84Р, 0884Р). Следует отметить, что качество материалов экспедиции "Средецка-88" намного лучше, чем качество материалов экспедиции "Резово-84". Профилирование проводилось сейсмоакустической аппаратурой типа "Спаркер" с электроискровым источником сейсмических волн с мощностью излучаемого импульса 5 кДж. Профили пересекают внешнюю область шельфа и верхнюю часть континентального склона. Это позволяет получить максимально полный разрез четвертичной толщи.

При сейсмостратиграфических исследованиях сделана интерпретация, при которой использованы закономерности обоснованные О.В. Димитровым (1998). Эти закономерности относятся к взаимозависимости между:

- 1 – условиями седиментации (при поднятии и снижении морского уровня)
- 2 – получающимися разными физическими свойствами накопленных осадков при разных условиях седиментации
- 3 – способами отражения вышеупомянутых различных физических свойств на сейсмических временных разрезах через разные параметры отраженных волн.

На основании приведенных закономерностей создан подход для определения условий осадконакопления отдельных сейсмических единиц. Это позволило провести сеймостратиграфическую интерпретацию временных разрезов и корреляцию их с данными из других регионов Черного моря.

По результатам сеймостратиграфической интерпретации установлено, что исследуемая осадочная толща состоит из девяти сейсмических пакетов, слагающих сейсмоансамбль четвертичной толщи южной части болгарского шельфа, которые представляют собой осадки, сформированные трансгрессивно-регрессивными циклами изменения уровня моря. Вышеупомянутые девять сейсмических пакетов определены на всех интерпретированных профилях. Определено также и то, что седиментация была прерывающейся, но продолжительных перерывов не наблюдалось. Каждый период характеризовался своими условиями седиментации. Под нижней поверхностью сеймопакета I, в самой верхней части исследуемой толщи ясно фиксируется горизонтальная эрозионная поверхность. Глубина ее расположения 100–120 м, что совпадает с глубиной понижения уровня моря во время последнего ледникового максимума [1, 2, 3]. Эта эрозионная поверхность четко прослеживается на всех изученных профилях. Она также может быть согласована с региональным несогласием α [4] и несогласием I [2]. По данным бурения на турецком шельфе несогласие α фиксируется размывом в разрезе скважины М 02–45 на глубине около 12 м и представляет собой поверхность, сформированную во время максимального понижения уровня моря 20–18 тыс. лет назад [3]. Анализ временных разрезов показывает, что после регрессивного процесса в последний ледниковый максимум в вышеуказанных участках были некоторые тектонические понижения. Над поверхностью вышеописанного эрозионного среза установлено наличие смешанной фауны, включающей в себе организмы различных этапов четвертичного периода.

Один из профилей пересекает морское продолжение юго-восточной части Старой Планины и протягивается к Бургаской впадине. При более ранних исследованиях этого профиля и еще нескольких, параллельных ему профилей, сделана детальная сеймостратиграфическая интерпретация их в области пересечения Бургаской впадины [5, 6]. В результате получилось подробное стратиграфическое расчленение четвертичных осадков. Исследованную структуру назвали Ахтопольская мульда. В этой структуре определен возраст верхнего сеймопакета I, сформированного в пост гляциальное время. Этот пакет может коррелироваться с сеймопакетом I рассматриваемой в этой статье акватории и со слоем I [4]. Второе несогласие, видимо

было образовано во время посткарангатской регрессии. Сейсмопакет, расположенный между несогласиями 1 и 2, видимо, включает отложения Новоэвксинского бассейна. Несогласие 3 образовалось во время постузунларской регрессии. Сейсмопакет 3 состоит из карангатских отложений. Несогласие 4 представляет собой регрессивную поверхность, имеющую, вероятно, средненеоплейстоценовый возраст. Сейсмопакет 4 складывается отложениями древнеэвксинского бассейна. П.В. Федоров [1] писал, что соотношение верхнего древнеэвксина и узунлара указывает, что в крупном плане это единый стратиграфический горизонт. Несогласие 5 – это поверхность, образовавшаяся в конце раннего неоплейстоцена, во время крупной регрессии (венедской по П.В. Федорову [1]). Сейсмопакет 5 складывается отложениями ранней стадии развития древнеэвксинского бассейна. Несогласие 6 – это поверхность, сформированная во время регрессии раннего неоплейстоцена около 500 тыс. лет назад. Сейсмопакет 6 состоит из отложений бассейна, названного А.Л. Чепалыгой [7] Карадениз, который развивался синхронно мучкапскому межледниковью. Несогласие 7 отвечает в регрессивной фазе чаудиского бассейна. Сейсмопакет 7 – это слои, отложенные во время существования позднечаудинского бассейна. Несогласие 8 возникло в результате действия, выделенной именно на болгарском шельфе, эмонской регрессии. Сейсмопакет 8 соответствует осадкам раннечаудинского бассейна, существовавшего в раннем неоплейстоцене. Несогласие 9 – это видимо граница регрессивного гурийского бассейна, существовавшего на акватории Черного моря в эоплейстоцене. Сейсмопакет 9, по-видимому, сложился в трансгрессивную фазу эмонского бассейна. На основании всего вышеописанного при учете полной геолого-геофизической информации о регионе, можно сделать вывод, что определенные девять сейсмических пакетов в рассматриваемой территории фиксируют осадки, отложенные во время девяти трансгрессивно регрессивных циклов уровня в четвертичном периоде. Эти девять сейсмических пакетов образуют один сейсмоансамбль.

Границы между сейсмическими пакетами фиксируют соответствующие стратиграфические границы, которые можно коррелировать с изотопно-кислородной шкалой.

Морфология отдельных сейсмических пакетов показывает, что во время четвертичного периода в исследованной территории протекали активные тектонические процессы, которые, прежде всего, выражались в тектонических погружениях. Зафиксировано большое число разломов и разломных зон. Интенсивность этих погружений была различной в пространстве и во времени.

Данная интерпретация сейсмических разрезов позволяет сделать следующие выводы:

- на всех временных разрезах изученных профилей определены седиментационные единицы, сформировавшиеся при каждом продолжительном изменении уровня моря в четвертичном периоде;

- на протяжении всего четвертичного периода в рассматриваемой территории протекали интенсивные тектонические и седиментационные процессы;

- сопоставление результатов проведенных исследований, с сейсмостратиграфическим расчленением четвертичных осадков Бургаской впадины [5, 8], дает основание сделать вывод, что во время четвертичного периода тектонические погружения в Ахтопольской мульде были более интенсивными, чем в Бургаской впадине

- подтверждается вывод Лимонова и Крыстева [9], что во время четвертичного периода осуществлялась латеральная проградация шельфа в восточную сторону.

Для внешней части шельфа и верхней части континентального склона, в районе Босфорского пролива, было сделано стратиграфическое расчленение пород, исследованных сейсмическим профилированием [10]. В этой толще было определено пять стратиграфических единиц. Три нижних более древних: А – верхний мел–эоцен, В – олигоцен–миоцен, С – ранний плейстоцен. Четвертая стратиграфическая единица D покрывает вторую и третью стратиграфические единицы с несогласием типа налегания. Она сформировалась после раскрытия Босфорского пролива и последующего очень активного осадконакопления в результате большого стока воды из Мраморного моря. Это было в самом начале голоцена [10, 3, 4]. Во время последнего поднятия морского уровня (черноморская трансгрессия) сформировалась пятая стратиграфическая единица E.

Сопоставление стратиграфических единиц, определенных на акватории прилегающей с севера к проливу Босфор, и стратиграфических единиц, выделенных в самой южной части шельфа Болгарии, дает основание провести корреляцию между пятой стратиграфической единицей E и сеймопакетом I. Об этих двух стратиграфических единицах можно сказать, что они сформировались во время последней трансгрессии – голоценовой. Рассмотрение параметров отраженных волн, при помощи которых представлены пятая стратиграфическая единица E и сеймопакет I, показывает, что эти параметры в обеих территориях одинаковы или почти одинаковы. Можно считать, что условия седиментации во время голоценовой трансгрессии в самой южной части болгарского шельфа и на акватории около Босфорского пролива были подобными.

1. Федоров П.В. Отражение климатических событий плейстоцена в геологической истории Черного моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 74-82.
2. Ryan W.B.F., Major C.O., Lericolais G., Goldstein S.L. Catastrophic flooding of the Black Sea // *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 2003. V. 31. P. 525-554.
3. Hiscott R.N., Aksu A.E., Mudie P.J. et al. A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: Evidence for a progressive rather than abrupt Holocene

reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway // *Quaternary International*. 2007. 167–168. P. 19–34.

4. Aksu A.E., Hiscott R.N., Yasar D. et al. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the south western Black Sea Shelf: evidence for non catastrophic variations in sea level during the last 10000 years. *Marine Geology*. 2000. 190. P. 61–64.

5. Димитров О. Новые данные о расчленении четвертичных осадков Южно-Болгарского шельфа по данным сеймостратиграфического анализа. *Океанология*. 2001. Т. 41. № 2. С. 305–312.

6. Димитров О.В., Друщиц В.А. Новые данные об относительных изменениях уровня Черного моря четвертичного периода // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2003. Т. 11. № 4. С. 101–107.

7. Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // *Четвертичная геология и палеогеография России*. М.: ГЕОС, 1997. С. 196–202.

8. Димитров О. Новые закономерности сейсмограмм, полученных при работе по методу НСП для определения трансгрессивных и регрессивных седиментов в Резовской структурной зоне // *Труды на Института по океанология*. Варна. 1998. Т. 2. С. 99–106.

9. Лимонов А., Крыстев Т. Некоторые вопросы раннечетвертичной тектоники, палеогеографии и седиментологии южной континентальной окраины болгарского сектора Черного моря. Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. Изд-во БАН, 1990. С. 319–331.

10. Demirbag E., Gökasan E., Oktay F.Y., Simsek M., Yüce H. The last sea level changes in the Black Sea evidence from the seismic data // *Marine geology*. 1999. 157. P. 249–265.

Seismic stratigraphic analysis of profiling data in the outer part southern Bulgarian shelf allows distinguishing in Quaternary seismic ensemble 9 seismic packs which are divided by unconformities. It is possible to correlate some seismic packs of this area with seismic units in other parts of Black Sea.

О.Б. Дмитренко

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

**Процессы формирования донных четвертичных осадков
в разрезах ЮЗ Атлантики по наннофоссилиям**

O.B. Dmitrenko

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

**The Formation Processes of the Quaternary Bottom Sediments
by Nannofossils (SW Atlantic)**

Сравнение процессов осадконакопления проводилось на основании изучения наннофоссилий в трех позднечетвертичных разрезах юго-западной Атлантики: разрез скважины DSDP-72-516 на вершинной поверхности возвышенности Риу-Гранди; колонки АСВ-17-1447 (17 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов»), расположенной к северу от Риу-Гранди и колонки АСВ-18-1450 (18 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов») из осевой части Бразильской котловины.

Поверхностные воды в данном районе представляют собой тропическую южную водную массу с температурами 21–23°C и соленостью 36.5 ‰. Акватория входит в систему водной субтропической антициклонической циркуляции и находится под воздействием ряда мощных течений: на востоке Бенгельского и Южного пассатного, на западе – Бразильского, на юге – Южноатлантического. Вполне комфортные для наннофлоры прижизненные условия в поверхностном слое воды осложнены неспокойной обстановкой как на периферии круговорота, так и в центральных районах Южной Атлантики, где сталкиваются разнонаправленные водные массы. Наименее благоприятны они в районе колонки 1450.

Скважина DSDP-72-516 расположена в координатах 30°16.59' ю.ш., 35°17.11' з.д. на глубине 1313 м. Она занимает относительно высокое гипсометрическое положение, а выровненная поверхность возвышенности способствует спокойному осадконакоплению. Четвертичные осадки представлены 8-метровой толщей фораминиферо-кокколитовых илов. Детально отобранные через 4–20 см образцы содержат богатый комплекс наннофоссилий хорошей сохранности, видовое разнообразие по образцам меняется от 10 до 25, переотложенные виды практически отсутствуют. Разрез содержит все биостратиграфические подразделения кокколитовых зональных шкал Е. Мартини, Д. Бакри и С. Гартнера (зоны и подзоны) и может быть принят как опорный (рис. 1). По наиболее детальной шкале С. Гартнера, 1977 г., сверху вниз выделены все 7 зональных подразделений. Возраст их нижних границ, рассчитанный интерполяцией от времени последнего присутствия *Discoaster brouweri*, составляет в млн лет назад: зоны *Emiliana huxleyi* acme (0.03), *Emiliana huxleyi* (0.26), *Gephyrocapsa oceanica* (0.47), *Pseudoemiliana lacunosa* (0.51), мелких *Gephyrocapsa* (0.76), *Helicosphaera sellii* (1.08), *Calcidiscus macintyreii*. Ниже следуют зоны верхнего плиоцена.

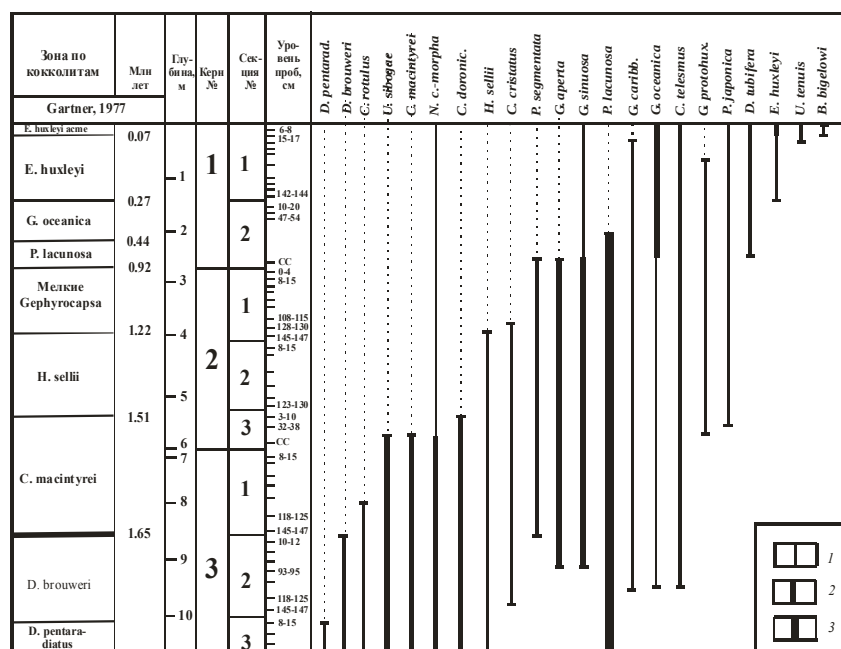


Рис. 1. Распределение наннофоссилий в четвертичном разрезе скважины 516

Толщина линий показывает изменение численности кокколитов

На станции АСВ-17-1447 была получена колонка длиной 375 см с глубины 3905 м в координатах 26°56' ю.ш., 34°08' з.д. Станция расположена несколько севернее подножья возвышенности Риу-Гранди, к северо-востоку от северного окончания канала Вима, на трассе движения антарктических глубинных вод, проходящих через канал Вима. Осадки разреза представлены в основном гемипелагическими илами, карбонатными и мергельными. По наннопланктону осадки всего разреза принадлежат верхнему плейстоцену-голоцену, верх разреза, включая гор. 160 см, – зоне *Emiliana huxleyi*, поверхностный горизонт которой (0–3 см) выделен в зону *Emiliana huxleyi* асте. Ниже следуют осадки верхнего плейстоцена, зональная принадлежность которых не выявлена. Усиленное поступление холодных антарктических вод привело к интенсивным процессам растворения кокколитового материала и к почти полному отсутствию в разрезе плейстоценовых видов. Образование осадочной толщи в районе колонки связано с присутствием большого количества наннофоссилий вторичного залегания (рис. 2А). Возраст переотложенных видов – плиоцен, миоцен, палеоген. Наиболее вероятным представляется местное поступление переотложенного материала со склонов поднятия Риу-Гранди в район расположения колонки в течение

позднего плейстоцена-голоцена. Продвигаясь с высокой скоростью по каналу Вима, антарктическая донная вода выносит наннопланктон, вымывая его из бортов канала, являющихся разрезом возвышенности Риу-Гранди. Интенсивное перемешивание промытых кокколитов приводит к абсолютно хаотичному распределению присутствующих в разрезе видов-индексов миоцена и плиоцена, на которых основаны зональные схемы по кокколитам.

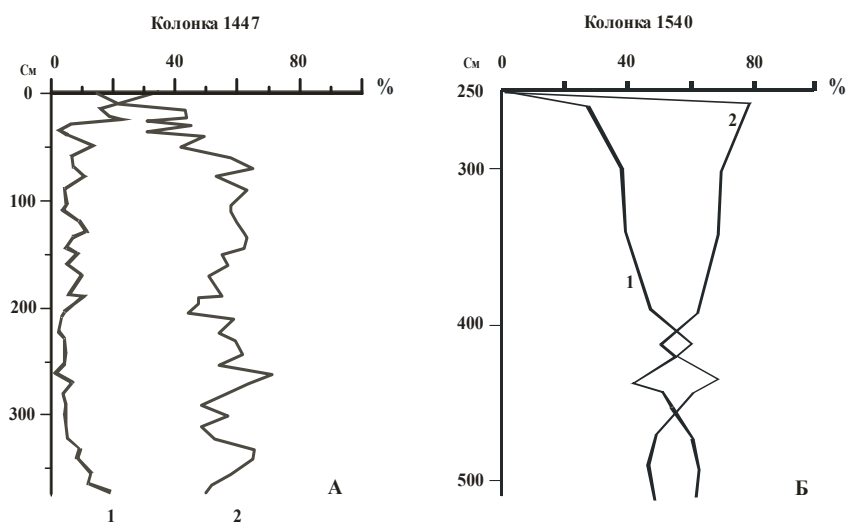


Рис. 2. Процентные соотношения местных (1) и переотложенных (2) видов разрезах колонок АСВ-17-1447 (А) и АСВ-18-1450 (Б)

На станции АСВ-18-1450 (координаты 9°22.4' ю.ш., 24°02.1' з.д., глубина 5500 м) поднята колонка длиной 510 см. Верхние 250 см темно-коричневых миопелагических глин кокколитов не содержит, что возможно связано с полным их растворением. Нижняя более светлая толща (250–510 см) с карбонатностью до 26.49 % насыщена наннопланктоном от средних (260–390 см) до больших (410–510 см) общих количеств. Состав кокколитов включает в отдельных образцах до 20 четвертичных и до 24 переотложенных видов. По наннофоссилиям эту толщу можно отнести к плейстоцену – верхам зоны *Pseudoemiliana lacunosa* l.s. по Е. Мартини, 1971 г. на основании присутствия в диапазоне 425–510 см вида-индекса и видов *Gephyrocapsa protohuxley* и *Discosphaera tubifera*. Виды вторичного залегания преобладают в ассоциациях колонки АСВ-18-1540, составляя 50–77.7 % от общего количества кокколитов (рис. 2Б). Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким преобладанием видов верхнего плиоцена. Усиливается и поступление более древних представителей. Такой значительный привнос вторичного материала, по-видимому, связан с прони-

кающими сюда турбидитными потоками, обусловленными вдольбереговыми течениями Южной Америки и взаимодействующими в данном районе с водами Гвинейского Южного пассатного течения.

Высокие скорости седиментации и значительная концентрация переотложенного карбонатного материала обусловили сохранность части четвертичных видов кокколитов. Они как бы экранируются более древними видами наннопланктона, что защищает их от растворения на глубине, на 1000 м превышающей уровень карбонатной компенсации в этом районе.

На распределение наннофоссилий в донных осадках влияют как поверхностные, так и придонные течения, в связи с чем состав танатоценозов и биоценозов часто весьма отличен. Различия в геоморфологическом и батиметрическом положении рассматриваемых разрезов обусловили резко контрастные условия захоронения наннофоссилий и формирования осадков, при этом наиболее существенные коррективы были внесены влиянием придонных гидрологических процессов, которые весьма интенсивны в Южной Атлантике.

The contrast of the sedimentation processes in three SW Atlantic sequences (DSDP-72-516, gravite cores ACB-17-1447, and ACB-18-1540) were studied by nannofossils. Sharp difference were determined the bottom situation (depth, geomorphology). Significant correctives were connected to bottom hydrology processes, which very intensive in the south-west Atlantic.

О.Б. Дмитренко¹, В.В. Сивков²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: sendol@yandex.ru;

²Атлантическое отделение ГУ Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: sivkov@baltnet.ru)

Литология и биостратиграфия (наннопланктон) позднечетвертичных осадков Северной Атлантики (по материалам 48-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

O.B. Dmitrenko¹, V.V. Sivkov²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Atlantic department of the P.P Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science)

Litology and biostratigraphy (nannoplankton) of the Late Quaternary North Atlantic bottom sediments (according to data collected during the 48-th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh”)

Литология осадков и наннопланктон были изучены в разрезах 5 колонок, отобранных в ходе 48-го рейса «Академик Мстислав Келдыш» в полосе позднечетвертичных миграций Субарктического фронта Северной Атлантики. Важнейшей особенностью Северной Атлантики является ее подверженность сильному влиянию теплого Североатлантического течения, в связи с чем донные отложения содержат сравнительно много карбонатных осадков с остатками наннофлоры.

Исследуемые колонки расположены вблизи Субарктического (Субполярного) океанического фронта, который ассоциируется с северной границей Североатлантического течения, разделяющего субтропический и субполярный круговороты. По сравнению с другими фронтами Северной Атлантики Субарктический фронт значительно более ярко выражен и динамичен, поскольку здесь встречаются воды из низких и высоких широт с наибольшим различием физико-химических свойств. Как следствие, миграции Субарктического фронта, обусловленные ледниковым циклом, отчетливо проявляются в разрезах донных осадков по литологическим и биологическим показателям.

Литологическое изучение всех разрезов позволило расчленить их на изотопно-кислородные стадии от 1 до 9. В качестве важнейшего лито-стратиграфического показателя в этом районе Атлантики используется первый пепловый прослой (H1), максимальные концентрации которого датируются временной отметкой 9300 лет. Пепловые прослои (события Хейнрих), были зафиксированы в колонках 4553, 4520 и 4524. Они свидетельствуют о периодах интенсивного таяния айсбергов и отражают миграции Субарктического фронта.

При стратиграфическом расчленении колонок принималась во внимание климатическая цикличность карбонатности позднечетвертичных осадков.

В Атлантическом океане периодам материковых оледенений соответствуют горизонты осадков с пониженной карбонатностью. В высоких широтах вне шельфов и континентальных склонов это обусловлено, в первую очередь, миграцией климатических зон в сторону экватора.

Во время межледниковий и межстадиалов при снижении интенсивности ледового разноса складывались более благоприятные условия карбонатонакопления. Кроме того, во время оледенений и стадиалов придонные воды становились более агрессивными к CaCO_3 , что отрицательно сказывалось на карбонатности осадков.

Изученные разрезы охватывают две верхние наннопланктонные зоны позднего плейстоцена-голоцена по схеме Гартнера [Gartner, 1977]: *Emiliana huxleyi* асме (0.07–0 млн лет назад) и *Emiliana huxleyi* (0.27–0.07 млн лет назад). Сочетание климатически обусловленных колебаний карбонатности осадков с датировочными уровнями смены наннопланктонных зон, использование границ интервалов, содержащих материал айсбергового разноса, а также литостратиграфических литературных данных, позволило выполнить хроностратиграфическое расчленение изученных разрезов и сопоставить полученные интервалы с морскими изотопными стадиями:

северные колонки, АМК-4438 (северный склон плато Роколл) и АМК-4453 (западный склон хребта Рейкьянес) содержат осадки, принадлежащие изотопно-кислородным стадиям 1–9 и 1–6 соответственно;

более южные и несколько более длинные разрезы, расположенные на больших глубинах – колонок АМК-4420–4424 и АМК-4415 (южнее плато Роколл) – представлены осадками изотопно-кислородных стадий 1–3 и, возможно, 1–4 (последняя).

В осадках колонок выявлены ассоциации кокколитов, включающие до 12 видов, в том числе значительную часть холодноводных компонентов, которые соответствуют бореальным биогеографическим условиям. По изменению структуры комплексов наннофоссилий в ряде случаев были прослежены палеоокеанологические изменения в позднечетвертичное время и получены новые данные о миграциях Субарктического фронта Северной Атлантики в течение выделенных изотопно-кислородных стадий:

увеличение численности кокколитов холодноводного вида *Coccolithus pelagicus* в колонке АМК-4438 во время более холодной изотопно-кислородной стадии 6 может свидетельствовать о расположении Субарктического фронта над плато Роколл, т.е. южнее современного, но значительно севернее положения во время ледниковых стадиалов;

резкое асинхронное изменение численности кокколитов холодноводного вида *Coccolithus pelagicus* и субтропического *Calcidiscus leptoporus* в двух карбонатных интервалах разреза колонки АМК-4453 на западном склоне хребта Рейкьянес соответствует сложившимся представлениям о более высокоширотном положении Субарктического фронта во время земско-го межледниковья (интерстадиал 5e) по сравнению с настоящим временем и

голоценом. Тогда в район колонки поступали более теплые воды с увеличенным содержанием субтропических видов наннофлоры;

резкое увеличение численности кокколитов холодноводного *Coccolithus pelagicus* в верхней части колонки АМК-4515 (район разломов Чарли-Гиббс) может быть связано с позднеголоценовым возвратным движением Субарктического фронта, которое последовало после некоторого его отступления на север во время голоценового климатического оптимума (6-8 тыс. лет назад). Подобного эффекта не отмечено в колонках АМК-4520 и АМК-4524, расположенных восточнее колонки АМК-4515 на большем удалении от современного положения Субарктического фронта.

The bottom sediments in 5 gravity cores were sampled during 48 cruise of r/v "Akademik Mstislav Keldysh" in the central part of North Atlantic (50°-60° N). Stratigraphic subdivision of cores was carried out using nannoplanktonic dating levels, climatic cyclicity of carbonate accumulation and lithostratigraphical indexes. Migration events of the Subarctic front were defined by specific species of coccoliths. In particular front location in higher latitudes during Eemian interglaciation (interstage 5e) in comparison with Holocene was confirmed.

Т.В. Дорохова¹, М.Г. Напреенко²

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, Калининград, e-mail: dorokhova_tv@yahoo.com, ²Российский государственный университет им. И. Канта, Калининград, e-mail: icid0988@yahoo.com)

К вопросу о реконструкции палеоэкологической обстановки в регионе Юго-восточной Балтики в голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа

T.V. Dorokhova¹, M.G. Napreenko²

(¹Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Kaliningrad, ²Immanuel Kant State University of Russia, Kaliningrad)

On the question of palaeoenvironment reconstruction in the region of south-east Baltic during Holocene by means of pollen analysis

В результате обработки спорово-пыльцевым методом образцов торфа с Подлиповского торфяника, расположенного в южной части Калининградской области, были получены новые данные о развитии растительности и климатической обстановки в данном регионе.

Полученные данные были сопоставлены с результатами спорово-пыльцевого анализа донных отложений Балтийского моря из юго-восточной части Гданьского залива [1]. Это позволило более объективно оценить раз-

витие палеоэкологической обстановки в Калининградском секторе Юго-Восточной Балтики.

При сравнении двух спорово-пыльцевых диаграмм выявлен общий характер развития для пыльцевых спектров большинства растений.

В позднем дриасе в обеих диаграммах наблюдается уменьшение количества пыльцы сосны, в то же время присутствует большое количество пыльцы степных элементов (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*). В диаграмме со дна Балтийского моря также отмечено большое количество пыльцы *Betula* sect. *Nanae*. К концу периода на обеих диаграммах наблюдается возрастание пыльцы *Betula* sect. *Albae*. Таким образом, можно утверждать, что на данной территории в позднем дриасе была развита тундростепь, но в конце периода начинается внедрение лесных элементов.

В пребореале в диаграмме, построенной для торфяника, наблюдается уменьшение количества пыльцы сосны на протяжении всего периода и только лишь к концу периода количество пыльцы сосны несколько возрастает. Тогда как в диаграмме со дна Балтийского моря [1] количество пыльцы сосны в начале периода немного увеличивается и на протяжении всего периода незначительно колеблется. В диаграмме с торфяника количество пыльцы *Betula* sect. *Albae* значительно возрастает и лишь в конце периода начинает уменьшаться. В сравниваемой диаграмме не наблюдается резких и значительных увеличений количества пыльцы *Betula* sect. *Albae*, но улавливается тенденция к уменьшению количества пыльцы к концу периода. Пыльца *Betula* sect. *Nanae* исчезает. В обеих диаграммах количество пыльцы степных элементов снижается (*Artemisia*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*), а к концу периода почти исчезает. Следовательно, в пребореале происходит потепление климата, обуславливающее постепенный переход от тундростепи к сосново-берёзовым лесам на данной территории.

В бореале на обеих диаграммах наблюдается максимальное количество пыльцы сосны и значительное снижение пыльцы берёзы. На диаграмме, построенной для торфяника, уже в начале периода в значительном количестве появляется пыльца *Ulmus* и *Corylus*. В диаграмме со дна Балтийского моря пыльца *Ulmus* и *Corylus* появляется в небольших количествах в конце периода. Такое несоответствие может быть связано с тем, что пыльце, откладываемой на морском дне, следует преодолеть гораздо большее расстояние, чем пыльце, откладывающейся на торфянике и, преодолевая столь длинный путь, большая часть пыльцы оседает на близлежащих территориях, не достигая морского дна. На обеих диаграммах пыльца *Alnus* появляется и присутствует в незначительном количестве на протяжении всего периода, а к концу периода её количество резко возрастает. В образцах отобранных на торфянике, в небольшом количестве появляется пыльца *Carpinus*, тогда как, в морской колонке пыльца *Carpinus* отсутствует на протяжении всех периодов. Пыльца *Tilia*, *Quercus* и *Picea* присутствует в небольшом количестве в сравниваемых диаграммах. Таким образом, потепление в бореале вызвало

широкое распространение лесной растительности с доминированием сосны.

В атлантический период на двух диаграммах уменьшается количество пыльцы сосны и на протяжении всего периода наблюдается большое количество пыльцы *Tilia*, *Quercus* и *Alnus*. Пыльца *Corylus* и *Ulmus* также встречается в большом количестве, но к концу периода её количество заметно снижается. В диаграмме, построенной для торфяника, отмечено небольшое количество пыльцы *Fagus* и *Carpinus*, которое снижается к концу периода. А на диаграмме для морских отложений [1] присутствует пыльца *Acer*, количество которой также снижается к концу периода. Пыльца *Picea* присутствует в небольшом количестве, а к концу периода увеличивается на обеих диаграммах. Палинокомплекс атлантического периода свидетельствует о явном преобладании широколиственных лесов. Но в конце атлантического периода, по-видимому, в связи с увеличением сухости климата площадь широколиственных лесов стала сокращаться, а хвойных – увеличиваться.

В суббореале пыльца *Picea* присутствует на двух диаграммах в достаточно большом количестве, по сравнению с предыдущими периодами. По сравнению с атлантическим периодом увеличивается количество пыльцы *Fagus*. Пыльцы *Corylus* и *Quercus* немного меньше, чем в атлантике, а к концу периода их значения сильно снижаются. Пыльца *Alnus* и *Tilia* присутствует в большом количестве на протяжении всего периода, а пыльца *Ulmus* встречается в небольшом количестве. На диаграмме, построенной для торфяника, к концу периода увеличивается количество *Carpinus*. Согласно литературным данным [2, 3, 4, 5], в суббореальное время с востока на территорию Европы распространяется ель, а в приморских областях большое распространение получают буковые леса. Исходя из полученных данных, оба этих процесса были выражены на исследуемой территории, поэтому можно предположить, что в суббореале здесь были распространены как широколиственные леса с доминированием бука, дуба и граба, так и елово-широколиственные, сходные с современными, характерными для центральной части Калининградской области с елью и дубом в основном ярусе и подлеском из граба и лещины.

Субатлантическое время на обеих диаграммах маркируется общим увеличением количества пыльцы ели и сосны и одновременным снижением количества пыльцы широколиственных видов (*Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*), что связано с похолоданием климата, хотя на диаграмме с Подлиповского торфяника существенно возрастает процент пыльцы *Carpinus*, а на диаграмме из Гданьской котловины – пыльцы *Fagus*. Это, в общем, согласуется с литературными данными [2], согласно которым распространение бука происходило в субатлантике в основном по побережью.

1. Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А., Шарапова А.Ю., Сивков В.В. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от послеледниковья до современности. В печати.

2. Steffen H. Vegetationskunde von Ostpreußen. Jena, 1931. 406 S.
3. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
4. Usinger H. Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. Mitt. d. AG Geobot. in S.-H. u. Hamburg. Kiel, 1975. Heft 25. 183 S.
5. Göttlich K. Moor- und Torfkunde. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 1990.

New data on palaeoenvironment (vegetation and climate) in the southern part of Kaliningrad Region were obtained after processing the peat samples from Podlipovo peatland by means of pollen analysis. The outcomes had been compared with the such data provided for the bottom sediments from south-east Baltic (Gdansk Basin). Both diagrams show similar environment formation in this region during Holocene.

В.Я. Евзеров

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru)

Гляциоэвстатические трансгрессии Кольского региона и их отложения

V.Ya. Yevzerov

(Geological institute of Kola Scientific Center RAS, Apatity)

Glacioeustatic transgressions of the Kola region and their sediments

Все трансгрессии четвертичного периода в северных областях Европейского континента в целом и депрессиях Баренцева и Белого морей в частности были гляциоэвстатическими. Они происходили в периоды таяния ледниковых покровов и, соответственно, повышения уровня Мирового океана, опережавшего поднятие континента. Модель развития указанных трансгрессий была одновременно и независимо разработана Е. Н. Былинским [1] и В.Я. Евзеровым [2].

Гляциоэвстатические трансгрессии происходили как непосредственно в областях развития оледенений, так и на удалении от них. В первом случае в начальный этап трансгрессии отлагался морской диамиктон: сходные по внешнему облику с мореной осадки, формирующиеся в морской среде и непременно содержащие остатки морских организмов, а вблизи от мест впадения потоков талых ледниковых вод в морской бассейн накапливались ледниково-морские глины. Во втором случае, на удалении от области распространения деградирующего ледника, в начальный этап, формировались разнообразные прибрежно-морские осадки, подобные современным.

В дальнейшем в обеих упомянутых областях отлагались обычные морские осадки различного литологического состава, палеонтологическая характеристика которых изменялась в соответствии с изменением климатической и гидробиологической обстановки.

Кольский регион включает в себя территорию Мурманской области и прилегающие к континенту шельфы Баренцева и Белого морей. В его пределах установлены отложения трех трансгрессий, две из которых имели место до поздневалдайского оледенения, а третья после него. Они, несомненно, должны быть тесно связаны с изменениями климата. Результаты изучения терригенных и органических отложений, накопившихся за последние примерно 130 тысяч лет у южного фланга оледенения [3] и в Северной Финляндии [4], свидетельствуют о следующем. Наиболее благоприятная климатическая обстановка имела место в период эмского (микулинского) межледникового и голоцена, а в заключенные между ними межстадиалы климат со временем становился всё более суровым, наиболее холодным был средневислинский (средневалдайский) межстадиал. Естественно ожидать, что гляциоэвстатические трансгрессии развивались в эме, раннем валдае и голоцене.

Морские осадки микулинского межледникового распространены в акватории Белого моря, где вскрыты бурением, и в периферических районах восточной части Кольского полуострова. Всестороннее их изучение показало, что отложения, отнесенные к микулинскому межледниковью, представлены двумя толщами, существенно различающимися по палеонтологическим характеристикам и разделенными поверхностью размыва. По типоморфным разрезам они получили название понойских (бореальных) и стрельнинских слоёв [5].

Понойские слои имеют суммарную мощность около 30 м. Они сложены песками, супесями, суглинками, реже глинами и, как правило, характеризуются присутствием многочисленных палеонтологических остатков в виде раковин морских моллюсков, фораминифер, диатомовых водорослей, пыльцы и спор наземных растений. Комплекс моллюсков из понойских слоев представлен главным образом аркто-бореальными, преимущественно бореальными и бореальными формами. В нем обнаружены также единичные арктические, преимущественно арктические, бореально-лузитанские и лузитанские виды. Комплекс фораминифер из этих слоев также бореальный с теми же зоогеографическими группами видов и примерно с таким же соотношением их в комплексе. В начальный этап трансгрессии сформировались ледниково-морские глины святоносского и морской диамиктон чапомского разрезов. Трансгрессия, видимо, развивалась и достигла максимального распространения достаточно быстро, поскольку в суровой же климатической обстановке сформировалась толща однородных глин, кровля которой в качковском разрезе располагается на отметке около 127 м над уровнем моря. По оценке К. Грёсфьелда с соавторами [8] этот период длился около 2000 лет. Стратиграфически выше лежит толща мелко-водных и прибрежных отложений: песков, сменяющихся вверх по разрезу песчано-галечными осадками. Она, несомненно, сформировалась в начальный этап

регрессии. В песках встречено большое количество раковин морских моллюсков и фораминифер. По числу экземпляров доминируют бореальные и арктобореальные виды моллюсков – *Arctica islandica* L., *Macra elliptica* Brown., *Astarte borealis* Chemn. var. *arctica*, *Hiatella arctica* L.; в небольшом количестве присутствует лузитанский вид – *Cardium edule* L. Среди фораминифер, общее количество которых измеряется тысячами и десятками тысяч экземпляров на 100 г сухой породы, а число видов достигает 22, преобладают тоже бореальные и арктобореальные виды – *Cibicides rotundatus* Stsiedr. u. Trifarina *angulosa* Williamson. Тепловодные формы малакофауны составляют около 80 %, а фораминифер – 70 % от общего числа установленных видов. Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что песчаные осадки накапливались в водоёме глубиной около 10–20 м, солёность вод которого была близка к нормальной морской, а донные температуры составляли не менее 5–6° [9]. Таким образом, теплые воды Атлантики проникли в Беломорский бассейн на раннем этапе его развития. Одновременно с песками на больших глубинах отлагались более холодноводные супесчаные, суглинистые и глинистые осадки. Солёность вод и донные температуры на малых глубинах, судя по палеонтологическим характеристикам прибрежных отложений других разрезов, не изменялась по мере снижения береговой линии моря вплоть до отметки порядка 16 м. Мелководные отложения, отражающие завершающий этап развития водоёма, в разрезах понойских слоёв не обнаружены.

В результате датирования радиоуглеродным, уран-иониевым методами и методом электронного парамагнитного резонанса начального этапа трансгрессии по раковинам *Arctica-Cyprina islandica* из чапомского разреза получены, соответственно, 34500 ± 400 , 86000 ± 3900 и 128700 ± 7500 лет до настоящего времени [10]. Очевидно, что ни один из методов не определяет абсолютный возраст.

Морская толща, названная стрельнинскими слоями, с размывом залегает на понойских слоях или на ледниковых отложениях московского оледенения. Её трансгрессивная серия мощностью от 2 до 15 м начинается маломощным базальным горизонтом песчано-гравийно-галечных осадков. Это обычные прибрежно-морские осадки, подобные современным. По мере углубления водоёма песчаные осадки сменялись супесчаными и суглинистыми. Регрессивная серия мощностью, как правило, более 10 м представлена песками с прослоями супесей и суглинков. Толща почти не содержит раковины морских моллюсков, тогда как микрофауна присутствует почти повсеместно. Состав стрельнинского комплекса фораминифер уступает понойскому и по разнообразию видов и по количеству их особей. В нем сокращается, по сравнению с понойским комплексом, общее количество теплолюбивых видов, в то время как увеличивается содержание более холодноводных форм, таких как *Cribrononion obscurus*, *Elphidium* ex gr. *subclavatum*, *Elphidiella arctica*. В целом стрельнинский комплекс является аркто-бореальным. В нем на долю арктических и бореально-арктических видов приходится 37.5 %, 32 % составляют аркто-бореальные, 12.5 % бореаль-

ные и 5 % бореально-лузитанские виды (при полном отсутствии лузитанских) и еще 12.5 % – виды неустановленной зоогеографической принадлежности. Отчетливых изменений состава фораминифер по разрезу стрельнинских слоев не наблюдается. По заключению В.И. Гудиной, характеризуемый комплекс сходен с современными ценозами северной, северо-западной и юго-восточной частей Баренцева моря в пределах распространения холодных вод и современными ценозами фораминифер таких арктических морей, как Карское и Лаптевых. Палеонтологические и литологические данные свидетельствуют о развитии трансгрессии в несколько более суровых климатических условиях, чем современные, вдали от области распространения ледникового покрова.

В 2003 г. методами электронного парамагнитного резонанса и оптически стимулированной люминисценции датированы раковины морских моллюсков и вмещающие их осадки из стрельнинских слоев [11]. Оказалось, что большинство разрезов сформировалось в раннем валдае, примерно 80–100 тысяч лет назад (изотопно-кислородная стадия – ИКС – 5d-5a). Вместе с тем О.П. Корсакова с соавторами [11] только по результатам датирования два разреза, не отличающиеся от всех прочих по палеонтологическим характеристикам, поместили в средний валдай и выделили отложения нового для Кольского региона оледенения, предшествующего средневалдайской трансгрессии. При описании понойских слоев показано, что результаты датирования невозможно принимать в качестве абсолютного возраста. Кроме того, в основании разрезов стрельнинских слоев не встречены ледниково-морские отложения, которые формируются в начальный этап трансгрессии, распространяющейся в область развития деградирующего ледника. Следовательно, стрельнинская толща залегает на ледниковых отложениях более древнего оледенения, как и считалось ранее [7].

Последняя из гляциоэвстатических трансгрессий региона, по сути ингрессия, развивалась на площади распространения деградирующего ледникового покрова позднего валдая. В Беломорскую котловину морские воды поступили в конце аллерёда [12]. Точное время начала ингрессии в пределы баренцевоморского побережья не установлено. Трансгрессивный этап в котловине Белого моря длился около 1000 лет [13]. Сформировавшиеся на этом этапе ледниково-морские глины, встречаются в естественных обнажениях по берегам ряда крупных рек региона и вскрыты горными выработками. Морской диамиктон по разным причинам до сих пор не обнаружен. Во время регрессии моря в зависимости от геоморфологических, климатических и гидробиологических условий накапливались разнообразные терригенные и органогенные осадки: галечники, пески, супеси, суглинки, глины, ракушняк и намывной торф. В пределах площади распространения ледникового покрова позднего дриаса в начальный этап регрессии примерно до 9000 лет назад отлагались ледниково-морские глины. В регрессивных отложениях этого бассейна обнаружены банки ракушняка, мощность которых достигает до 3 м. Судя по результатам радиоуглеродного датирования, начало образования скоплений раковин относится к концу бореального периода, а основная масса скоплений сформировалась, видимо, в атланти-

ческий период. В одной из таких банок установлены *Balanus sp.*, *Echinoidea*, *Tridonta borealis*, *Elliptica elliptica*, *Nicania montagui*, *Mya sp.*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Hiatella arctica*, *Chlamys islandicus*, *Puncturella sp.*, *Oenopoda sp.*, *Buccinum sp.* [13].

1. Былинский Е.Н. Причины морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 35–56.
2. Евзеров В.Я. Модель развития гляциоэвстатических трансгрессий на севере Европейского континента // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование [Доклады советских геологов к МГК, XXVI сессия]. М.: Наука, 1980. С. 44–46.
3. Hammen T. Van Der, Wijmstra T.A., Zagwijn W.H. The flora record of the Late Cenozoic of Europa // The Late Cenozoic glacial ages (ed. K.K. Turekian). 1971. P. 391–424.
4. Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W., Junger H., Korjonen K. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quaternary Science Reviews 19, 2000. P. 1605–1623.
5. Евзеров В.Я., Гудина В.И. Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика) // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 85–116.
6. Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В. Геологическая позиция и минерогения морских плейстоценовых осадков восточной части Мурманского берега (Кольский полуостров, Россия) // Квартер–2005 – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 199–200.
7. Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И. и др. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 25–56.
8. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkratz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 493–520.
9. Гудина В.И. Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
10. Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 172–178.
11. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. 2004. Т. 398, № 2. С. 218–222.

12. Yevzerov V.Ya. Deglaciation of the Kola Peninsula and the Belomorian depression // Abstract of Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop. Saint Peterburg, Russia, 5–8 February 1998. P. 55.
13. Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 2007. № 67. С. 54–66.

Three glacioeustatic transgressions took place in the Kola region during the Eemian interglacial, the Early Weichselian interstadial and the Late Pleistocene – Holocene. They reached the maximum distribution over 1–2 thousand years. Glaciomarine sediments were formed in the initial stage of transgressions in the areas of the degrading ice sheets development.

Г.Х. Казарина, М.С. Бараш

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gkazarina@mail.ru)

**Комплексы диатомей из межледниковых отложений
Охотского моря**

G.Kh. Kazarina, M.S. Barach

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

**Diatom assemblages from interglacial sediments
of the Okhotsk Sea**

В двух колонках (sister-cores), полученных в юго-восточной части моря в рамках российско-германского проекта КОМЕКС: LV28-42-4 (51° 42.886 N, 150° 59.125 E, глубина 1041 м, длина 1084 см) и LV28-42-5 (51° 42.701 N, 150° 58.879 E, глубина 1045 м, длина 720 см) изучены ископаемые диатомеи. Разрезы, вскрытые колонками, представлены переслаиванием терригенных алевроитово-глинистых илов, содержащих крупнозернистый материал ледового разноса и вулканический пепел, с диатомовыми илами или терригенно-вулканогенными отложениями, обогащенными створками диатомей. Возраст изученных отложений определен путем корреляции по литологии, магнитной восприимчивости и тефрохронологии с другими колонками осадков Охотского моря, для которых известны определения по радиуглероду и выделены изотопно-кислородные стадии стандартной шкалы. Предыдущими исследованиями установлено, что в Охотском море горизонты диатомового ила или осадки, сильно обогащенные диатомеями, накапливались во время теплых климатических интервалов голоцена и предшествовавших межледниковий, главным образом во время их оптимумов, а горизонты терригенных и терригенно-вулканогенных отложений – во время материковых оледенений.

Проведенные микропалеонтологические исследования позволяют охарактеризовать широкий стратиграфический интервал от изотопно-кислородной стадии (ИКС) 9 (310–320 тыс. лет) до голоцена включительно.

В Охотском море осадки ледниковых интервалов содержат бедную флору диатомей, состоящую из малочисленных и грубоокремненных экземпляров океанических холодноводных видов и их спор (*Rhizosolenia spp.*, *Thalassiosira gravida*, *Th. antarctica*), единичных сублиторальных (*Paralia sulcata*), солоноватоводных (*Navicula directa*, *Diploneis smithii*), и пресноводных (*Aulacoseira spp.*) видов. Данная флора отражает низкие температуры, высокую ледовитость и низкую биопродуктивность, низкое стояние уровня моря, слабый водообмен между Охотским морем и Северной Пацификой, большее влияние прибрежных условий.

Осадки, отложившиеся во время межледниковий, напротив содержат очень богатую и разнообразную флору.

В колонке LV28-42-5 представлены 1 и 5 изотопно-кислородные стадии. Верхний горизонт диатомового ила (0–70 см) отвечает ИКС 1. В этом интервале вверх по разрезу постепенно повышается содержания океанического вида *Neodenticulopsis seminae* (от 3 до 20 %) и сокращается доля относительно холодноводного океанического вида *Rhizosolenia hebetata* (от 51 до 4 %) и холодноводных неритических *Thalassiosira gravida* и *Th. antarctica* (от 12 до 1 %). Выявляется два интервала. В течение раннего интервала (70–40 см) состав диатомей указывает на повышенный приток воды из Тихого океана. Поздний интервал (40–0 см) содержит флору, соответствующую современной гидрологической ситуации с заметной сезонной контрастностью температур, дихотермальной вертикальной структурой, очень большой биопродуктивностью.

Горизонт оптимума последнего межледниковья (ИКС 5e) в той же колонке выявлен на 380–480 см. Он также может быть разделен на два подгоризонта. Нижний характеризуется почти в два раза превышающим современное содержанием типично океанического вида *Neodenticulopsis seminae* и заметным увеличением доли вида *Thalassionema nitzschioides*, массового в современных осадках Японского моря. Это позволяет предположить, что осадки слоя 480–440 см накапливались в обстановке более активной связи Охотского моря как с Тихим океаном, так и с Японским морем. Для верхнего интервала межледниковья (440–380 см) характерны комплексы, типичные для центральной части современного Охотского моря с его дихотермальной структурой. В это время накапливались диатомовые глины. По составу диатомовых комплексов он в значительной степени аналогичен голоцену: доминируют виды *Thalassiosira latimarginata* (*Th. trifulta*) и *Actinocyclus curvatulus*. По-видимому, этот слой, как и верхний голоценовый интервал, в целом формировался в условиях относительно суровых зим. Время перехода от нижнего слоя к верхнему отличалось кратковременным, но достаточно заметным повышением продуктивности вод (увеличение содержа-

ния в образцах 440–450 см доли *Chaetoceros spp.*, *Bacterosira fragilis* – видов, типичных для продуктивных шельфовых районов морей Северной Пацифики).

Более ранние межледниковые горизонты с обильной и разнообразной флорой диатомей, соответствующие ИКС 7 и ИКС 9 установлены в колонке LV28-42-4. Возраст горизонтов подтверждается присутствием в составе диатомей нескольких вымерших видов (*Probscia curvirostris*, *Thalassiosira nidulus*, *Probscia barboi*) и их распределением по разрезу.

В колонке LV28-42-4 в интервале 600–1075 см выделяются более ранние межледниковые горизонты с богатой и разнообразной флорой диатомей, разделенные ледниковыми горизонтами. Слой 680–780 см с двумя количественными максимумами диатомей на 690–710 см и 750–770 см соответствует межледниковью ИКС 7,

Осадки, накопленные в течение межледниковья ИКС 7 (LV28 – 42-4, 680–780 см) характеризуются резкими колебаниями содержания диатомей: от относительно коротких интервалов полного отсутствия до интервалов с их максимальным для этой колонки содержанием. Это, по-видимому, отражает крайне изменчивые палеоокеанологические условия – от суровых, почти ледниковых, до относительно тепловодных. В начале ИКС 7 существовали относительно теплые условия и достаточно активный водообмен с Японским морем. Об этом свидетельствует присутствие в осадках *Th. oestrupii* и заметное увеличение роли вида *T. nitzschioides*, многочисленного в современном Японском море. Климатический оптимум этого межледникового интервала, судя по диатомеям, имел место 217–207 тыс. л.н. (230–240 см). Видовой состав диатомей очень разнообразен и включает значительное число таксонов, что является четким признаком межледниковой ситуации. Значительное участие *Chaetoceros spp.* отражает высокую продуктивность.

Наиболее раннему межледниковью (ИКС 9) отвечает интервал колонки 924–1018 см. Комплекс диатомей в данном интервале более тепловодный и более океанический, о чем свидетельствует повышенное содержание диатомей рода *Coscinodiscus*. Потепление климатического оптимума ИКС 9 по данным изучения диатомей проявилось 331–317 тыс.л.н., особенно четко – 328–324 тыс.л.н. (колонка LV28 42-4, 320–330 см). В этот период отмечается расцвет тепловодной океанической флоры диатомей. Увеличивается их количество (до 9.5 тыс. экз./г). Заметно возрастает доля видов диатомей, указывающих на усиленный водообмен между Охотским морем и Тихим океаном: это *N. seminae*, а также комплекс крупных форм преимущественно океанского рода *Coscinodiscus* (*C. perforatus*, *C. oculus-iridis*, *C. asteromphalus*), *Rh. styliformis*, *Th. oestrupii*. 324–315 тыс.л.н. на смену довольно теплым условиям приходят несколько более умеренные, приближающиеся к современным. Об этом свидетельствует возрастающая роль видов, типичных для современной гидрологической ситуации Охотского моря с развитым Центральным круговоротом и подповерхностными дихотермальным слоем

(*Th. latimarginata*, *Th. eccentrica*, *A. curvatulus*). Таким образом, по данным изучения диатомей климатический оптимум ИКС 9 также охарактеризуется двухэтапным развитием флоры.

Палеоокеанологическая интерпретация соотношений экологических группировок микрофоссилий, выполненная для четырех межледниковых интервалов плейстоцена за последние 350 тысяч лет, позволила установить, что характерной чертой всех межледниковий является сходная двухэтапная последовательность в смене обстановок. Первая половина межледниковий характеризуется активной связью Охотского моря с океаном, вторая – развитием гидрологической ситуации, близкой современной с хорошо сформированной дихотермальной структурой воды.

The micropaleontological investigation of the sister cores (LV28-42-4 and LV28-42-5) allows us to characterize a long stratigraphic interval from marine isotopic stage (MIS) 9 to the Holocene (from 310–320 kyr BP to the present). The diatom flora reveals that all subsequent interglacials consist of two intervals, an earlier one, warm and highly productive, and a later interval with moderate conditions similar to those existing in the modern Okhotsk Sea.

Т.С. Ключевиткина, Е.И. Полякова

(Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва,
t.klyuvitkina@mail.ru)

**Водные палиноморфы сибирских морей Арктики
как индикаторы изменений речного стока и ледово-
гидрологического режима на шельфе**

T.S. Klyuvitkina, Ye.I. Polyakova

(Geographical faculty of Moscow State University, Moscow)

**Aquatic palynomorphs of the Arctic Seas as indicators of river
discharge and ice-hydrological conditions on the shelf**

Введение. Состояние ледового покрова в Северном Ледовитом океане (СЛО) находится во взаимосвязи с поступлением атлантических вод в Арктический бассейн, а изменение объемов речного стока в арктические моря приводило (и может привести) к изменениям в ледовом балансе и термогалинной циркуляции в Арктике и в Северной Атлантике. Так, изучение и современных, и палеогидрологических процессов в арктических морях имеет важное значение для понимания процесса формирования климата не только Арктики, но и всего северного полушария.

В практике реконструкций палеогидрологических обстановок в морях Арктики все большее значение приобретает изучение водных палиноморф (ВП), которые включают в себя цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также другие органические остатки водных микроорганизмов. Состав оболочек ВП позволяет им хорошо сохраняться в осадках. ВП широко распространены в осадках арктических морей и практически не подвержены растворению, в отличие от применяющихся для реконструкций температур поверхностных вод, солености, ледовых обстановок и речного стока микроорганизмов, обладающих кремниевым панцирем или карбонатной раковиной. Выявленная связь видового и количественного распределения ВП в поверхностных осадках арктических морей с гидрологическими параметрами поверхностных вод и ледовых условий позволяет успешно использовать их для палеоокеанологических реконструкций [1–4 и др.].

Общая характеристика водных палиноморф. В составе ВП в шельфовых осадках арктических морей доминируют цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли [5–7]. Зеленые водоросли. В составе пресноводной группы ВП наиболее распространены зеленые водоросли (Chlorophyceae), обитающие в различных типах континентальных водоемов и поступающие в моря с речным стоком. Наиболее часто в осадках арктических морей встречаются *Pediastrum kawraiskii*, *P. boryanum* и *Botryococcus* cf. *braunii* [8]. К настоящему времени вопросам распределения зеленых водорослей в поверхностных осадках СЛО посвящено большое ко-

личество работ [1, 4–6 и др.]. В осадках континентального склона и глубоководных частей океана зеленые водоросли единичны, а их максимальные концентрации отмечаются в районах лавинообразного осаждения взвешенных речных наносов, что делает их достоверными индикаторами изменений в поступлении речных вод в арктические моря, а также изменений положения зон маргинальных фильтров рек [9]. Динофлагеллаты и их цисты. Динофлагеллаты, одноклеточные микроорганизмы, обитают практически во всех типах континентальных и морских водоемов [10 и др.]. В морях Арктики они, наряду с диатомеями, являются основным компонентом фитопланктона и играют ведущую роль в создании первичной продукции. Большинство известных к настоящему времени видов динофлагеллат (более 2000 таксонов) относятся к морским организмам. По основным типам питания планктонные динофлагеллаты в арктических морях представлены автотрофными, гетеротрофными и миксотрофными видами [4, 10, 11].

Вегетативные клетки планктонных динофлагеллат подвержены быстрому разрушению и не сохраняются в осадках. Однако, жизненные циклы некоторых видов динофлагеллат включают покоящиеся стадии, так называемые цисты, образование которых происходит в результате репродуктивной стадии жизненного цикла динофлагеллат [4, 10, 12]. Цисты обладают органической оболочкой, состоящей из диноспорины – материала, по составу близкого к оболочкам пыльцы и спор, и хорошо сохраняются в осадках.

Техническая обработка образцов для целей анализа водных палиноморф. Выделение ВП из осадка осуществляется по общепринятой палинологической методике [13, 14]. После пробоотбора образцы замораживаются и высушиваются в условиях вакуума. Для определения концентраций палиноморф на начальной стадии обработки во взвешенный осадок добавляются таблетки, содержащие фиксированное количество спор *L. clavatum* [15]. Для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц используются соляная (HCl) и фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц препараты фильтруются через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Для приготовления временных препаратов в осадок добавляется глицерин, а для постоянных используются глицерин-желе и парафин. Исследования ассоциаций ВП, как правило, проводятся при помощи светового микроскопа с увеличением 400× – 1000×.

Методическая основа палеореконструкций. Обобщение и стандартизация методик отбора, обработки и анализа образцов для целей анализа ВП в начале 90-х годов прошлого века сделало возможным создание баз данных цист динофлагеллат для различных регионов Земного шара и, следовательно, широкое использование их для реконструкций палеопараметров поверхностного слоя воды (температуры, солености, продолжительности ледового покрова). В 1999 году была опубликована первая база данных диноцист в поверхностных осадках северной части Атлантического океана и прилегающих морей [2], составленная на базе изучения 371 поверхностного об-

разца. В 2001 году, база данных была расширена до 677 образцов и 30 видов диноцист Арктики и Субарктики [3], а также данные о гидрологических условиях поверхностных вод. В 2003 году был создан атлас цист динофлагеллат, в который вошли обобщенные данные о распределении диноцист в поверхностных осадках Атлантического и Тихого океанов [16]. Последняя база данных 2006 года содержит 1171 образец, а территориально расширена до всего северного полушария. Она позволяет с высокой степенью детальности выполнять реконструкции палеопараметров поверхностных вод. Сведения о содержании диноцист в поверхностных осадках Мирового Океана постоянно и активно пополняются, благодаря повсеместным исследованиям и растущему вниманию к этой микропалеонтологической группе. На сегодняшний день география данных по содержанию диноцист в поверхностных осадках охватывает практически все арктические моря.

Метод анализа ВП также предполагает использование для палеорекоonstrukций дополнительных критериев: Для реконструкций изменений поступления речных вод на шельфы арктических морей используется CD-критерий – соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на арктические шельфы с речными водами, и морских цист динофлагеллат [6, 17].

Установленная корреляция между содержанием в поверхностных осадках арктических морей цист гетеротрофных видов динофлагеллат, продолжительностью ледового покрова и характером водных масс позволила использовать для палеорекоonstrukций АН-критерий [1] – отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов. Как показали предшествующие исследования, АН-критерий может быть использован для реконструкций палеопроодуктивности [1], а также служить индикатором притока атлантических вод в арктические моря, так как в районах распространения этих вод в составе ассоциаций диноцист преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат. Также он может применяться как индикатор продолжительности ледового покрова в Арктике, так как лимитирующим фактором в распределении автотрофных видов динофлагеллат является проникновение солнечного света [18].

Кроме того, в последние годы активно разрабатываются возможности количественных реконструкций параметров поверхностных вод, таких как температура, соленость поверхностных вод и продолжительность ледового покрова [19].

Имеющаяся методическая основа позволила осуществить детальные реконструкции летних температур поверхностных вод, солености, продолжительности ледового покрова, интенсивности речного стока, распределения водных масс на шельфе в различных регионах российской Арктики: морях Баренцевом, Белом, Карском, Лаптевых, Чукотском и др. [7, 9, 17, 20–24 и др.].

Работа выполнена при поддержке Лаборатории им. О.Ю. Шмидта, Гранта Президента РФ (МК-827.2008.5) и географического ф-та МГУ.

1. Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. AASP Foundation. 1992. P. 347–390.
2. Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., et al. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. AASP Contribution Series. 1999. Vol. 35. 146 p.
3. 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 Quat. Sci. 2001. V. 16(7). P. 681–698.
4. Matthiessen J., de Vernal A., Head M., et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // Palaeontol. Zeitschrift. 2005. Vol. 79/1. P. 3–51.
5. Kunz-Pirrung M. Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand der aquatischen Palynomorphen // Berichte zur Polarforschung. 1998. Vol. 281. P. 1–117.
6. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. of Earth Sci. 2000. 89. P. 470–485.
7. Voronina E. Polyak L., de Vernal A., et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // J. of Quat. Sci. 2001. Vol. 16 (7). P. 717–726.
8. Komarek J., Jankovska V. Review of the green algal genus *Pediastrum*; implication for pollen-analytical research. 2001. Bibl. Phycologia. Band 108.
9. Ключиткина Т.С., Полякова Е.И. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их применение для палеогеографических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере моря Лаптевых) // Новости палеонтологии и стратиграфии: Вып. 10-11: Прил. к журналу "Геология и геофизика". Т. 49. Новосибирск: 2008. С. 418–422.
10. Taylor F.J.R. The biology of dinoflagellates / Botanic. monogr. 1987. Vol. 21.
11. Околовцов Ю.Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Автореф. дисс. ... докт. биол. наук: 03.00.05. С-Пб., 2000. 363 с.
12. Dale B. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: Survival Strategies of the Algae. Cambridge University Press, 1983. P. 69–136.
13. Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26. P. 1–25.
14. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensl. 1984. 11. P. 1–23.

15. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // *Pollen and Spores*. 1971. Vol. 13. P. 616–621.
16. Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // *Rev. of Palaeobot. and Palynology*. 2003. Vol. 125. P. 1–200.
17. 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.
18. Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // *J. of Quat. Sci.* 2001. Vol. 16(7). P. 603–620.
19. De Vernal A., et al. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the LGM based on dinoflagellate cyst assemblages // *Quat. Sci. Rev.* 2005a. V. 24. P. 897–924.
20. Kunz-Pirrung M., Matthiessen J., de Vernal A. Late Holocene dinoflagellate cysts as indicators for short-term climate variability in the eastern Laptev Sea (Arctic Ocean) // *J. of Quat. Science*. 2001. № 16(7). P. 711–716.
21. De Vernal A., Hillaire-Marcel C., Darby D.A. Variability of sea ice cover in the Chukchi Sea (western Arctic Ocean) during the Holocene // *Paleoceanography*. 2005b. Vol. 20 P. 46–61.
22. 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. & Planet. Change*. 2005. № 48. P. 208–222.
23. Клювиткина Т.С. Детальные реконструкции палеогидрологических условий в восточной части моря Лаптевых за последние 11.3 тыс. лет / *Деп. ВИНТИ № 1512–В2006 от 06.12.06, Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5, географ.*, № 2 – М. 2007, 26 с.
24. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 5. С. 1–10.

Micropaleontological investigations using aquatic palynomorph analysis give the new opportunities to reconstruct paleoceanological conditions, river flow and Atlantic water advections in the Arctic sea shelf.

**А. Котилайнен¹, Э. Янсен³, Ю. Карху², М. Котилайнен²,
А. Кюперс⁴, М. Мейер⁵, М. Морос⁶, Т. Нейман⁶, Д. Рябчук⁷,
Я. Сноубол⁸, М. Спиридонов⁷, А. Витковский⁹**

(¹Геологическая Служба Финляндии, Aarno_Kotilainen@gtk.fi, ²Университет Хельсинки, Финляндия; ³Центр Исследований Климата, Норвегия; ⁴Геологическая Служба Дании и Гренландии, Дания; ⁵Шведский Институт Метеорологии и Гидрологии; ⁶Институт Балтийского моря, Варнемюнде, Германия; ⁷Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Россия; ⁸Университет Лунда, Швеция; ⁹Университет Щецина, Польша)

Проект INFLOW – механизмы изменений среды Балтийского моря на протяжении последних 6000 лет и сценарии будущего развития

A. Kotilainen¹, E. Jansen³, J. Karhu², M. Kotilainen², A. Kuijpers⁴, H.E.M. Meier⁵, M. Moros⁶, T. Neumann⁶, D. Ryabchuk⁷, I. Snowball⁸, M. Spiridonov⁷, A. Witkowski⁹

(¹Geological Survey of Finland; ²Department of Geology, University of Helsinki, Finland; ³Unifob AS, Bjerknes Centre for Climate Research, Norway; ⁴Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS), Denmark; ⁵Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Sweden; ⁶Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde (IOW), Germany; ⁷A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Russia; ⁸Lund University, Sweden; ⁹University of Szczecin, Poland)

INFLOW – providing information on forcing mechanisms of environmental changes of the Baltic Sea during the past 6000 years and future scenarios

Состояние экосистемы Балтийского моря контролируется совокупностью метеорологических, гидрологических, геологических и техногенных факторов. Для понимания способности экосистемы адаптироваться к изменениям среды необходимо изучение как происходящих в настоящее время, так и происходивших в прошлом изменений поверхностных (температура, соленость, ледовые условия) и придонных (содержание кислорода, соленость) условий водной среды. Познание закономерностей развития этих изменений может быть достигнуто путем комплексных седиментологических исследований в комбинации с математическим экосистемным моделированием.

Основными целями проекта INFLOW являются: идентификация доминирующих механизмов, изменяющих природную среду, дифференциация природных и техногенных факторов, определяющих ее развитие, а также разработка прогнозных сценариев развития Балтийского моря. В рамках проекта должны быть установлены основные причины и механизм затоків соленой воды в Балтийское море в прошлом; определена возможная периодичность этих затоків; определена хронология этих процессов; выявлены

связи изменений в прошлом окислительно-восстановительной обстановки в придонных водах с затоками соленых вод, вероятно климатически обусловленными, и изменениями в поверхностном слое водной толщи, связанными с речным стоком, выпадением атмосферных осадков и ледовым покровом; проведен анализ состояния экосистемы Балтийского моря во время природных климатических аномалий, таких как Малый Ледниковый период и Средневековый период потепления; проведен анализ состояния современного Балтийского моря, находящегося под интенсивным антропогенным воздействием, в свете изменчивости природной экосистемы; разработаны прогнозные модели развития экосистемы Балтийского моря в период 2050–2100 гг.

В результате выполнения проекта будет проведена оценка природной способности экосистемы Балтийского моря к адаптации и ее движущих сил, а также роли антропогенного фактора в изменении среды современной Балтики.

В ходе выполнения проекта INFLOW будут установлены связи между флуктуациями климата в Северной Атлантике, изменениями среды, связанными с затоками соленых океанических вод, и закономерностями изменений окислительно-восстановительной обстановки во впадинах Балтийского моря. Будут обоснованы прогнозные модели развития экосистемы Балтийского моря до конца XXI века.

В 2009 году в рамках проекта INFLOW были организованы экспедиции в районах Балтийского моря, выбранных в качестве ключевых участков исследований – западной части Финского залива, Готландской впадине, Ботническом заливе, Аландском море (НИС «Аранда», 22–29 апреля 2009 г.) и восточной части Финского залива (НИС «Ладога», 3–9 июля 2009 г. и НИС «Аранда», 3–10 августа 2009 г.).

В ходе экспедиции в западной части Финского залива и Центральной Балтике было выполнено более 1700 км геолокационного профилирования и отобраны длинные колонки донных осадков на 8 станциях (JML, NCB, GB1, GB2, F69, Åland Deep, SR5 и SMA). Пробоотбор велся с помощью ударной прямоточной трубки длиной 9 м (Институт Балтийского моря). Наибольшая длина полученного керна составила 861 см (станция SMA). Исследование поверхностных осадков седиментационных бассейнов выполнялось с помощью пробоотборников GEMAX (Геологическая Служба Финляндии) и Multicorer (Институт Балтийского моря). На борту судна производилось описание осадков, измерение магнитной восприимчивости, а также детальный послойный отбор проб для микропалеонтологических и геохимических исследований и определения возраста (в том числе палеомагнитный анализ, AMS C¹⁴ и OSL анализы). На борту судна для студентов и аспирантов – участников проекта INFLOW – была организована программа Плавающего Университета, включавшая в себя лекции, семинары, обучение методам морских геологических исследований.

Для предварительного выбора расположения станций пробоотбора в восточной (Российской) части Финского залива были проанализированы ар-

хивы натурных данных, полученных ВСЕГЕИ при морских геологических исследованиях в исследуемом районе в 1986–2000 гг.

Основной целью рейса НИС «Ладога», организованного в июле 2009 года ВСЕГЕИ в северо-восточной части Финского залива, было получение длинных колонок донных осадков в пределах прибрежных седиментационных бассейнов для последующих аналитических исследований. Пробоотбор велся ударной прямооточной трубкой длиной 3 м (ВСЕГЕИ), максимальная длина керна составила 232 см.

Рейс НИС «Аранда», организованный в августе 2009 г. в Российских и Финляндских территориальных водах восточной части Финского залива позволил получить большой объем новых данных. Было выполнено более 500 км геолокационного профилирования и гидрокации бокового обзора. На четырех станциях, расположенных в пределах седиментационных бассейнов открытой части Финского залива (KILPI2, SECTOR 3, F40, LL3a) отобраны колонки донных осадков. Пробоотбор велся ударной прямооточной трубкой (ГСФ) длиной 6 м. Впервые для наиболее восточной части Финского залива (станция F40) была получена колонка длиной 513 см. Ни 7 станциях с помощью пробоотборника GEMAX были отобраны образцы современных илов.

Таким образом, программа научных исследований BONUS INFLOW, запланированная на 2009 г. была выполнена в полном объеме.

Проект INFLOW (2009–2011) выполняется в рамках международной исследовательской программы BONUS (<http://www.bonusportal.org/>), и финансируется национальными фондами (в том числе РФФИ, проект 08-05-92420-БОНУС_а) и Европейской Комиссией. Координатором проекта, в котором участвуют 9 партнеров, представленных институтами и университетами из 7 стран Балтийского Региона – Финляндии, России, Польши, Германии, Дании, Швеции и Норвегии.

Environmental conditions of the Baltic Sea's ecosystem depend strongly on meteorological forcing over the area and the adjacent North East Atlantic. It affects e.g. regional hydrography and saline water inflow from the North Sea into the Baltic Sea. These changes are recorded in the Baltic Sea sediments. The INFLOW (Holocene saline water inflow changes into the Baltic Sea, ecosystem responses and future scenarios) –project aims to identify forcing mechanisms of environmental changes of the Baltic Sea over the past 6000 years by studying these archives.

INFLOW studies ongoing and past changes in both surface and deep water conditions and their timing by means of multi proxy studies combined with state-of-the-art modelling approaches. INFLOW uses sediment proxy data on a transect from the marine Skagerrak to the freshwater dominated northern Baltic Sea. The validated ecosystem models can provide simulated data for extreme natural climatic conditions over the past thousands of years (e.g. Medieval Warm Period, Little Ice Age). Proxy reconstructions will be compared to results from

model simulations. These evaluated models will be used to provide predictions of the Baltic Sea ecosystem state at the end of the 21st century for selected IPCC climate change scenarios. Those scenarios of the future development of the Baltic Sea can form the scientific basis for political strategies adapting to future climate change.

In 2009 several marine cruises were organized to the INFLOW key-areas – western Gulf of Finland, the northern Central Basin, Gotland Deep, Åland Sea, the Bothnian Sea and the Archipelago Sea (R/V “Aranda”, 22.-29.4.2009) and eastern Gulf of Finland (R/V “Ladoga”, 3–9.07.2009 and R/V “Aranda” 3–10.8.2009).

During the spring cruise to the western Gulf of Finland, the Baltic Proper and the Bothnian Sea altogether over 950 nautical miles (1700 km) of echo-sounding data was collected. Echo-sounding data was collected also from sediment sampling stations. Collected acoustic 12 kHz data was high quality due to good weather conditions. Long sediment cores were recovered from 8 Sites (JML, NCB, GB1, GB2, F69, Åland Deep, SR5 and SMA) using IOW's 9 m long gravity corer. A total of 78 meters of sediment were collected. The longest sediment core recovered was 861 cm long (SMA Site). Surface sediment samples were collected from 10 sites using GEMAX- and IOW's Multicorer (MUC).

Sediment cores were described and magnetic susceptibility was measured from every core. Sediment cores were sub-sampled for e.g. micropaleontological, geochemical, trace fossil and dating (including palaeomagnetic, AMS C14 and OSL) analysis.

INFLOW-project partners participated also in planning and executing the educational program of SEDU 2009 Cruise. Educational program included lectures, student presentations, hand-on activities in sediment studies (e.g. sediment description, various sub-sampling) as well as planning survey grids and executing echo-sounding profiling.

The main goal of R/V “Ladoga” cruise, organized in July 2009 by VSEGEI, was undertaken the long sediment cores from the local sedimentation basins of the north-eastern Gulf of Finland. Long sediment cores were collected by 3 m long gravity corer (VSEGEI), the longest core was 232 cm.

INFLOW – project partners from GTK (Finland) and VSEGEI (Russia) participated also in the RV Aranda FYTO 2009 – cruise to the eastern Gulf of Finland. FYTO 2009 cruise was the first RV Aranda cruise since 1999 to enter Russian waters to collect seafloor geological data of the region. Altogether over 500 km of 12 kHz echo-sounding data, and side scan sonar data was collected during the FYTO 2009 – cruise. Collected acoustic data was of good quality due to good weather conditions.

Long sediment cores were recovered from 4 Sites (KILPI2, SECTOR 3, F40, LL3a) using GTK's 6 m long piston corer. A 513 cm long sediment core from the Site F40, located in the outer Neva estuary, is the longest ever recovered sediment core from that region. It will provide unique information on the development of

the Neva River and the eastern Gulf of Finland. Surface sediment samples were collected from 7 sites using GEMAX corer.

INFLOW (2009–2011) is one of the BONUS research programme (<http://www.bonusportal.org/>) projects and it is funded by national funding agencies (e.g. RFBR, project 08-05-92420-БОНУС_a) and the EU Commission. Geological Survey of Finland (GTK) coordinates the INFLOW project that has 9 partners in 7 countries of the Baltic Sea Region: Finland, Russia, Poland, Germany, Denmark, Sweden and Norway.

А.И. Крохмаль

(Институт геологических наук НАН Украины, Киев, e-mail: krohma11959@mail.ru)

Микротериофауна из плейстоценовых морских и лиманных отложений Украины

A.I. Krokhmal'

(Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiyv)

Microteriofauna from the Pleistocene marine and estuary sediments of Ukraine

На территории Украины с морскими, лиманными или лиманно-аллювиальными отложениями плейстоцена связано ряд местонахождений ископаемой микротериофауны. Это местонахождения Крыжановка I, Тилигул, Жевахова гора I–II, Чауда, Озерное I и II, Узунлар, Плавни и Эльтиген. Факт обнаружения костных остатков мелких млекопитающих совместно с раковинами морских и солоноватоводных моллюсков имеет важнейшее значение как с точки зрения стратификации вмещающих отложений, так и с точки зрения прямой корреляции трансгрессивно-регрессивных фаз Черного моря с континентальными осадками плейстоцена.

Общеизвестно, что отложения, в которых найдена микротериофауна местонахождений Крыжановка I, Жевахова гора I–II (Куяльницкий лиман) и Тилигул (Карабушский лиман) содержат также раковины моллюсков позднекуяльницкого возраста [5–8]. В разрезе Тилигул из некорнезубых полевок присутствуют лишь остатки *Allophaiomys deucalion* при доминирующем положении корнезубых видов *Villanyia petenyi* и *Villanyia fejervaryi*. В Крыжановке I и Жеваховой горе I–II кроме перечисленных видов появляются некорнезубые *Lagurodon arankae* и *Prolagurus ternopolitanus*, которые вместе с *A. deucalion* становятся фоновыми. Морфометрические показатели строения зубов полевок указывают на то, что фауна мелких млекопитающих из этих разрезов прошла определенные этапы эволюционных преобразований. И все же осадочные породы, содержащие остатки микромамалий одесского фаунистического комплекса и раковины куяльницких моллюсков, отвечают

единому циклу осадконакопления вначале раннего эоплейстоцена (1,8–1,68 млн лет назад). Рассмотренные выше отложения соответствуют березанскому горизонту стратиграфической шкалы четвертичных осадков Украины и домашкинскому горизонту России.

Из лиманно-морских раннечаудинских отложений, обнажающихся в стратотипе на мысе Чауда, по костным остаткам из сборов П.Ф. Гожики и А.И. Шевченко [1] автором статьи определены следующие виды мелких млекопитающих: *Spermophilus* sp., *Prolagurus posterius*, *Microtus arvalidens* и *Microtus arvalinus*. Данный состав характерен для ранних тираспольских фаун. Поэтому мы коррелируем осадки раннечаудинского бассейна с мартоношским горизонтом стратиграфической шкалы Украины и ильинским надгоризонтом Российской шкалы.

Из лиманно-аллювиальных отложений древнеэвксинской террасы, обнажающейся у с. Озерное на оз. Ялпуг, известны два местонахождения мелких млекопитающих: Озерное II и Озерное I [3–5]. В каждом из них обнаружена богатая фауна пресноводных и солоноватоводных моллюсков и остракод. Первое из местонахождений содержит микротерииофауну раннесингильского облика, представленную видами *Lagurus lagurus*, *Arvicola mosbachensis*, *Microtus gregaloides*, *Microtus arvalidens* и *Microtus arvalinus*. Мы относим эту фауну ко времени ранней древнеэвксинской трансгрессии и коррелируем последнюю с первой завадовской почвой Украины и инжавинской почвой России.

В местонахождении Озерное I, так же как и в местонахождениях Узунлар (Керченский п-ов) и Плавни (оз. Ялпуг) присутствует более продвинутая фауна мелких млекопитающих, состоящая из видов *Microtus gregalis*, *Microtus arvalis*, *Arvicola chosaricus*, *Lagurus lagurus*, *Microtus agrestis* (Плавни) и *Microtus malei* (Узунлар) [3, 4, 9]. Принадлежность видов к хазарскому фаунистическому комплексу, а также таксономический состав солоноватоводных моллюсков позволяет сопоставить вмещающие фауну отложения с эвксино-узунларской трансгрессией и коррелировать их с потягайловской почвой Украины и каменной России.

Эльтигенский разрез позднеэоплейстоценовых отложений карангатского морского бассейна экспонируется в клифе восточного берега Керченского п-ова севернее оз. Тобчик. Кроме солоноватоводных и морских моллюсков средиземноморского типа в осадках найдены остатки *Eolagurus luteus*, *Lagurus lagurus*, *Arvicola terrestris*, *Microtus gregalis* и *Microtus arvalis*. Фауна относится к шкурлатовскому фаунистическому комплексу. Нижняя часть толщи при палеомагнитном исследовании показала аномальную намагниченность, которая сопоставляется с эпизодом Блейк [2, 10]. Были сделаны также датировки торий-урановым ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) и радиоуглеродным (^{14}C) методами по раковинам моллюсков. Получены результаты от 107, $0 \pm 7,7$ до 127, $0 \pm 8,9$ тыс. лет [2]. Эти данные позволяют коррелировать вмещающие

фауну отложения с раннекарангатской трансгрессией, прилукской почвой Украины и солянской почвой России.

1. Гожик П.Ф., Шевченко А.И. Положение и строение чаудинских обложений в стратотипическом разрезе // Материалы по четверт. периоду Украины. К.: Наук. думка, 1974. С. 150–157.
2. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 546).
3. Крохмаль А.И. Стратиграфия и корреляция древнеэвксинских отложений северо-западного Причерноморья по микротериологическим данным // Геол. ж. 1999. № 1. С. 81–86.
4. Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 312 с.
5. Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. К.: Наук.думка, 1994. 370 с.
6. Топачевский В.А., Скорик А.Ф. Грызуны раннетаманской фауны тилигульского разреза. К.: Наук. думка, 1977. 252 с.
7. Топачевский В.А., Скорик А.Ф., Чепалыга А.Л. Новые материалы по фауне моллюсков и мелких млекопитающих позднего плиоцена одесского куяльника // Вестник зоол. 1979. № 5. С. 11–18.
8. Тращук Н.Н. Морські плейстоценові відклади Причорномор'я Української РСР. К.: Наук. думка, 1974. 152 с.
9. Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена // ДАН СССР. 1986. Т. 290. № 2. С. 433–437.
10. Markova A.K. The Mikulino (= Eemian) mammal faunas of the Russian Plain and Crimea // Netherl. J. Geosciences. 2000. Vol. 79 (2/3). P. 293–301.

Fauna of small mammals from the Pleistocene marine and estuary sediments of Ukraine is brought. The important value of microteriofauna for direct correlation of marine and continental deposits of Pleistocene is shown.

В.Г. Кузнецов

(Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина,
e-mail: vgkuz@yandex.ru)

Пелагические карбонатные отложения палеоокеанов**V.G. Kuznetsov****Pelagic paleoceanic carbonate sediments**

Пелагические карбонатные осадки современных океанов известны со времен первого океанологического рейса Челленджера. Первые указания на ископаемые образования подобного рода также относятся к первой трети XX века, однако они долгое время были единичны, а главное далеко не всеми признанными за глубоководные океанические. Основную негативную роль в этом сыграли представления о безусловном примате вертикальных движений и полной компенсации тектонического прогибания осадконакоплением – идея, отвергающая в принципе наличие глубоководных отложений. Ситуация стала меняться лишь после известных публикаций А.Л. Яншина и Р.Г. Гарецкого о глубоководных отложениях геологического прошлого [1].

Среди палеозойских пелагических карбонатных отложений следует отметить ордовикские «петельчатые» известняки Урала, силурийские ортоцеровые известняки Карнийский Альп и Южного Урала, нижне-среднедевонские тентакулитовые известняки Урала, верхнедевонские и нижнекаменноугольные нодулярные (Kalkknollengesteine) известняки Европы, Северной Африки, Казахстана и др. районов. Значительно шире распространены подобные отложения в мезозое. Это верхнетриасовые гальштадтские и аммонитовые известняки, юрские и меловые формации Аммонитико росо и аптиховые известняки, меловые Майолика, Бьянконе, Вигла и, наконец, наиболее широко распространенные – писчий мел. Кайнозойские пелагические карбонаты представлены мелом (палеоцен), фораминиферовыми и птероподовыми илами известняками [2, 3].

Несмотря на разный возраст, палеотектонические и палеогеографические условия образования, все эти отложения имеют некоторые общие черты.

Прежде всего это однотипная структура – подавляющее большинство пород имеет тонкозернистую, или, точнее, микрозернистую структуру с той или иной примесью более крупных раковин и их обломков, то есть это по сути дела биомикриты. Некоторое исключение, видимо, составляют относительно редкие фораминиферовые илы, но и здесь содержание тонкого материала достаточно велико. Дело в том, что значительную, а часто и преобладающую часть карбонатного материала составляет нанопланктон, кроме того существенна доля тонкозернистого материала, образующегося при механической и химической деструкции раковин более крупных организмов.

Одной из наиболее постоянных общих характеристик является повышенная глинистость отложений. Примеры чистых известняков с содержи-

ем нерастворимого и прежде всего глинистого материала менее 5 % достаточно ограничено – Майолика, Бьянконе, писчий мел, причем в последнем случае также присутствуют прослои глинистых разностей и мергелей. Установлено три основных формы нахождения и распределения глинистого вещества в осадках.

Первая форма – это относительно равномерное распределение глинистого материала по объему породы. Вторая форма – присутствие глин в виде неправильных слойков, линзочек, прожилков и других подобных выделений, что и определяет желваковое, петельчатое строение известняков. Подобное строение особенно характерно для палеозойских толщ, что нашло свое отражение даже в названиях: «петельчатые» известняки Урала, Kalkknollengesteine (желваковые, комковатые известняки) немецких и Griotte («пьяная вишня» – порода, состоящая из округлых коричнево-красных комочков напоминает скопление вишен) французских геологов, а также нодулярные известняки юры Средиземноморья, в том числе формация Аммонитико rosso. Подобное строение обусловлено, скорее всего, постседиментационным перераспределением вещества. Наконец, третья форма нахождения глинистого материала – относительно равномерное переслаивание чистых и глинистых (мергелистых) известняков, что очень характерно, например, для верхнего мела Северного Кавказа и Крыма, верхней юры Южной Германии и других районов

Таким образом, с определенной долей условности все пелагические отложения по типу строения можно разделить на две большие группы – слоистые и нодулярные. Условность такого подразделения заключается в том, что нодулярные отложения, также слоисты и подобное строение характерно для самих карбонатных пластов. В слоистых же отложениях карбонатные пласты имеют в целом массивную текстуру. При этом желваковое строение преобладает в отложениях, сформировавшихся в бассейнах с расчлененным рельефом дна. В более же общем случае, нектоно-планктоногенные толщи, развитые на значительных пространствах в условиях относительно ровного рельефа дна, характеризуются более равномерным массивным и слоистым строением (галыштатские известняки, известняки Бьянконе, Майолика, писчий мел и др.).

В большинстве, если не во всех карбонатных пелагических толщах отмечаются многочисленные следы подводных перерывов в осадконакоплении, подводного растворения и образования хардграундов. Последние обычно фиксируются железо-марганцевыми корками, фосфатизацией, наличием глауконита, иногда пирита.

Пелагическое нектоно-планктоногенное карбонатонакопление отчетливо эволюционировало, изменялось в течение фанерозойской истории. Можно наметить ряд показателей такой эволюции.

1. Происходила эволюция основных карбонатосажающих порообразующих организмов. В палеозое это планктонные тентакулиты, среди ко-

торых преобладали стилиолины, и нектонные наутилоидеи, в частности, ортоцератида, частично планктонные остракоды. В триасе и юре среди нектонных преобладали аммониты, белемниты, среди планктонных – фораминиферы, кокколитофориды, кальпионеллы. В мелу, особенно верхнем, абсолютно ведущими организмами стали кокколитофориды, в кайнозое – нанопланктон, представленный главным образом кокколитофоридами, планктонные фораминиферы, в меньшей степени птероподы. Таким образом, нектонно-планктоногенные формации последовательно сменялись планктоногенными

2. Отмечается последовательное и достаточно значительное увеличение масштабов карбоната накопления этого типа при одновременном снижении доли бентоногенных карбонатных формаций. Оно достаточно ограничено в палеозое, где развито в силуре и особенно девоне, существенно увеличивается в позднем триасе и поздней юре, затем резко, скачком и очень значительно возрастает в позднем мелу и кайнозое.

Это выражается в разных площадях их развития. Палеозойские образования этого типа образуют ныне достаточно ограниченные, часто линейно-вытянутые зоны. В какой-то мере это может быть обусловлено последующей ликвидацией отложений, связанной с субдукцией, однако преобладание в палеозое пелагических отложений глинистого, кремнисто-глинистого и кремнистого состава, позволяет говорить, что подобное исчезновение океанических карбонатных отложений, если оно имело место, вряд ли кардинальным образом изменило изначально существовавшие количественные соотношения между карбонатными формациями с одной стороны и глинистыми и кремнисто-глинистыми с другой. Верхнетриасовые и верхнеюрские формации распространены значительно более широко. Еще больше площади развития верхнемеловых формаций подобного типа. Таким образом, палеозойские пелагические отложения связаны, видимо, с узкими морями или участками морей, триасовые, юрские и нижнемеловые – с новообразованными участками океанов, верхнемеловые с океанами

Изменение палеогеографических областей накопления в какой-то степени отражается на текстурных характеристиках формации. На стадии рифтинга во время заложения океанов и наличия дифференцированного субаквального рельефа нередко развиты нодулярные структуры (силур-девон Западной Европы, юра Альпийской зоны и северного Средиземноморья); при наличии обширных собственно океанических бассейнов текстуры обычно слоистые, иногда с относительно слабо развитым комковатым строением.

3. Параллельно менялась и глубина их формирования пелагических карбонатов. Ассоциация рассматриваемых отложений с другими типами отложений, наличие и характер связанных с ними турбидитов, соотношение мощностей разнофациальных отложений и др., позволяют полагать, что глубины эти со временем возрастали. Глубины формирования комковатых известняков девона оцениваются в первые сотни метров, гальштаттских из-

вестняков триаса около 1000–1100 м, отложение фаций типа Аммонитикороссо даже несколько меньше, и, наконец, глубина образования современных карбонатных планктоногенных осадков достигает 4–5 км.

Причина этого заключается, видимо, в сложном и часто взаимно влияющем друг на друга сочетании таких факторов, как изменение величины критической глубины карбонатакопления (КГК), палеогеографических обстановок и систематического состава карбонатосажающего биоса.

В мезозое и особенно кайнозое после закрытия субширотного Тетиса практически не осталось шельфов в низких широтах, где могли бы формироваться бентоногенные карбонаты. Обширные шельфы молодого Северного Ледовитого океана были неблагоприятны по климатическим условиям. В новообразованном и расширяющемся Атлантическом океане шельфы оказались достаточно узкими. При относительном сокращении шельфовых участков в теплой климатической зоне, где обильно развивался усваивающий карбонат кальция бентос, «избыток» карбонатов морских вод начал извлекаться планктонными организмами и, прежде всего, водорослями, которые благодаря этому стали ведущей карбонат усваивающей группой. Поскольку водоросли более толерантны к температурным условиям, они оккупировали и бассейны умеренных широт и формация писчего мела покрывает обширные, в том числе удаленные от тропиков пространства платформ.

Поскольку в палеозое абсолютно большая часть карбонатов извлекалась из морской воды на шельфе, их количество в растворе относительно снижалось, что и могло привести к подъему этой критической глубины.

1. Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. О распределении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей // Изв. АН СССР сер. геол, 1970. № 4. С. 112–124.
2. Кузнецов В.Г. Нектонно-планктоногенные карбонатные формации и их эволюция в истории Земли // Литология и полезные ископаемые, 2002. №6. С. 589–611.
3. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 260 с.

Pelagic carbonate sediments appear in Ordovician and have been forming until now with interruptions. They are characterized with micritic texture, clay content and predominance planctonic, rare nektonic organisms. It can be established some features of the evolution of such sediments: cange of the paleogeographic types of basins, increase of volume of sediments, and depth of sedimentation.

В.Ю. Кузнецов

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: v_kuzya@mail.ru)

Радиохронология четвертичных отложений океана**V.Yu. Kuznetsov**

(Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, e-mail: v_kuzya@mail.ru)

Radiochronology of Quaternary deposits of the ocean

Глубоководные океанские осадки, расположенные под мощным слоем воды и защищенные от внешних воздействий, могут рассматриваться как своеобразные природные архивы и представлять собой летопись климатических и геологических событий, имевших место в четвертичное время. Внедрение в практику геохронологических исследований радиоизотопных методов датирования разных типов отложений позволяет решать многие проблемы палеогеографии и геологической истории Мирового океана. В последние 2–3 десятилетия в области гео-, радиохимии, радиохронологии океана достигнут большой прогресс. Составлены представления о механизмах накопления на океанском дне многих радиоэлементов, разработаны основы радиоизотопной геохронологии морских и океанских отложений, накоплен фактический материал по датированию донных осадков, железомарганцевых конкреций и корок. Результаты определения возраста глубоководных осадков и трансгрессивных карбонатных формаций радиоизотопными методами в сочетании с изотопно-кислородными, биостратиграфическими, палеомагнитными и другими исследованиями океанских формаций легли в основу обобщенных кислородно-изотопных шкал, отражающих взаимосвязь колебаний уровня и палеотемператур Мирового океана с глобальными климатическими изменениями. С применением методов «абсолютной» (правильнее, количественной) и относительной геохронологии проводятся корреляции океанических и континентальных палеоклиматических кривых, способствующие изучению региональных и глобальных изменений климата в плейстоцене.

Появление, а затем и внедрение в практику геохронологических исследований радиоизотопных методов явилось результатом установления в океанской воде и, как следствие, в донных отложениях нарушения радиоактивного равновесия в природных рядах ^{238}U и ^{235}U . Эти методы могут быть разделены на две категории:

1) одни основаны на явлении радиоактивного распада избыточного над равновесным с материнским изотопом дочернего нуклида (например, ^{230}Th над ^{234}U или ^{231}Pa над ^{235}U),

2) другие, наоборот, – на накоплении дочернего радиоизотопа, стремящегося к равновесию с материнским радиоэлементом (например, накопление ^{230}Th из ^{234}U или ^{231}Pa из ^{235}U).

Однако все еще существует ряд проблем, решение которых требует проведения целенаправленных и, в то же время, широких исследований морской среды, как своеобразной физико-химической системы. Это касается как изучения геохимического поведения и форм нахождения радионуклидов в океане, с одной стороны, так и связанного с ним дальнейшего развития теории и практики радиоизотопного (^{230}Th , ^{231}Pa , $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, $^{230}\text{Th}/\text{U}$, $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$) датирования различных типов донных отложений, с другой стороны. Так, например, окончательно не решен вопрос о коренном различии или, наоборот, о полном сходстве в геохимическом поведении и механизмах накопления на океанском дне двух изотопов тория (^{230}Th и ^{232}Th) или же только одного из них (^{230}Th) и протактиния (^{231}Pa). Именно поэтому в докладе приведены результаты критического анализа теоретических основ и возможностей/ограничений практического использования ряда методов радиоизотопной геохронологии, основанных на применении ^{230}Th , ^{231}Pa , $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, $^{230}\text{Th}/\text{U}$, $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ при изучении четвертичных океанских и морских отложений.

Объектами настоящей работы выбраны (1) пелагические осадки и морские карбонатные формации, традиционно изучаемые в геохронологических целях; (2) исследованные в меньшей степени железомарганцевые конкреции и корки; (3) относительно недавно открытые в пределах Срединно-океанических хребтов рудные сульфидные образования, а также гидротермально-осадочные отложения (металлоносные осадки).

Обобщение литературных данных и результатов экспериментальных исследований (включая радиохимические, геохимические, биостратиграфические) океанских отложений позволило сделать ряд выводов о правомерности применения отдельно ^{230}Th - и ^{231}Pa -методов, недостаточной обоснованности практического применения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метода для датирования океанических осадков и железомарганцевых образований (ЖМО) и нецелесообразности использования $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -метода для датирования пелагических отложений; приведены также результаты стратиграфического расчленения колонок фораминиферовых и металлоносных осадков по данным их хроно-, биостратиграфических и изотопно-геохимических исследований [1–3].

Всестороннее изучение открытых в конце 70-х годов прошлого столетия гидротермальных объектов, располагающихся в пределах Срединно-океанических хребтов, представляет несомненный научный и практический интерес как объекты интенсивной разработки в будущем. Одним из аспектов изучения этих рудных формаций являются исследования, направленные на реконструкцию во времени процессов гидротермального рудообразования, как в пределах отдельных сегментов, так и для всего, например, Срединно-Атлантического хребта (САХ) в целом. Совершенно очевидно, что решение этой проблемы должно базироваться на применении радиоизотопных методов геохронологии. Подобные исследования в нашей стране начаты и осуществляются нами на протяжении последних почти 10 лет для экс-

периментального обоснования возможностей и ограничений практического использования $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{230}Th методов датирования гидротермальных рудных отложений и металлоносных осадков (гидротермально-седиментационного типа), соответственно. Объектами изучения являлись образцы гидротермально-осадочных отложений, отобранных в пределах гидротермальных полей САХ: «Логачёв-1», «Логачёв-2», «Краснов», рудных узлов «Ашадзе» (поля «Ашадзе-1», «Ашадзе-2») и «Семёнов» (поле «13°31' с. ш.»). В докладе приведены результаты этих исследований, включая данные геохимических и биостратиграфических анализов, а также сведения о протяженности и временных рамках периодов активизации гидротермальной деятельности в пределах указанных участков САХ. Рассмотрены также перспективы $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ -датирования рудных образований Восточно-Тихоокеанского Поднятия, начавших свое формирование всего лишь несколько десятилетий назад [1–3].

Образцы сульфидных руд гидротермальных полей «Ашадзе-1», «Ашадзе-2», «Краснов», «13°31' с. ш.» получены в рейсах НИС «Профессор Логачёв», организованных ПМГРЭ, и финансировались Агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов РФ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант N 05-05-64925, 08-05-00919.

1. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб, 2008. 312 с.
2. Kuznetsov V.Yu., Arslanov Kh.A., Shilov V.V., Cherkashev G.A. ^{230}Th -excess and ^{14}C dating of pelagic sediments from the hydrothermal zone of the North Atlantic // *Geochronometria*. 2002. Vol. 21. P. 33–40.
3. Кузнецов В.Ю., Черкашёв Г.А., Бельтенёв В.Е., Леин А.Ю., Максимов Ф.Е., Шилов В.В., Степанова Т.В. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование сульфидных руд океана: методические возможности, результаты измерений и перспективы использования // *ДАН*. 2007. Т. 416. № 5. С. 666–669.

The comprehensive studies of different types of oceanic deposits confirmed the possibility of practical applying of the ^{230}Th and ^{231}Pa dating methods and showed the insufficient validity of use of the $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ones in the decision of problems of geochronology. It has been shown also that $^{230}\text{Th}/\text{U}$ method application is quite proved for dating of hydrothermal sulfides ores. The geochronological results of studied deposits are given in the report.

Е.А. Кудрявцева

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Калининград, e-mail: kudryavtzeva@rambler.ru;)

Оценка первичной продукции по содержанию органического углерода в осадках Гданьского бассейна Балтийского моря

E.A. Kudryavtzeva

(P.P.Shirshov Institute of Oceanology, Atlantic Branch, RAS, Kaliningrad)

Assessment of primary production on the content of organic carbon in the sediments of the Gdansk of the Baltic Sea

Содержание органического углерода (C_{org}) в океанских осадках связано со скоростью их накопления и первичной продукцией фитопланктона (ПП). Решая обратную задачу, возможно оценить ПП по содержанию C_{org} в осадках. Применяя данный подход к различным физико-географическим зонам океана, ранее была предложена эмпирическая формула [1]. Мы использовали эту формулу для расчета величин ПП в течение современной и литориновой стадий развития Балтийского моря в Гданьском бассейне.

Содержание C_{org} определено в колонке (POS 3037007) из депоцентра Гданьской впадины, датированной по ^{14}C и ^{210}Pb [2]. Необходимые для расчета ПП данные о физических свойствах осадков взяты из работ [3, 4]. Современная годовая величина ПП измерена радиоуглеродным методом в 2003–2008 гг. в российской части Гданьского бассейна [5] и использовалась для сравнения с величиной ПП, полученной по содержанию C_{org} .

Как показали результаты расчета, современные скорости фотосинтеза фитопланктона полученные разными методами хорошо согласуются друг с другом. Величина ПП, определенная по содержанию C_{org} (табл.1), близка к уровню $255 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, полученному радиоуглеродным методом.

В течение выделенного промежутка времени ПП изменялась от 160 до $572 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. В отдельные периоды морской стадии своего развития продуктивность Гданьского бассейна Балтийского моря была более чем в два раза выше современной. Достигая критического гиперэвтрофного уровня, экологическое состояние моря вновь улучшалась в силу естественных причин.

Таблица 1. Расчетные величины первичной продукции и оценка трофического статуса исследуемой акватории

Шкала NSR	Климатические периоды	Стадии и фазы Балтийского моря	Горизонт, см	Содержание $C_{орг}$, %	Скорость седиментации, см/год	ПП, $гС \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$	Тип вод [6]
Верхний голоцен	Субатлантический	Современная	5	3,5	0,17	279	эвтрофный
			89	3,1	0,04	160	мезотрофный
			113	3,5	0,04	181	
			146	3,9	0,04	201	
Средний голоцен	Суббореальный		210	3,9	0,13	339	эвтрофный
			268	5,0	0,06	345	
	Атлантический	Литориновая	340	4,2	0,10	389	мезотрофный
			372	2,6	0,10	241	
			404	3,5	0,66	572	гипер-эвтрофный
			428	3,4	0,66	555	эвтрофный
			462	4,3	0,06	342	мезотрофный
			478	2,7	0,06	215	эвтрофный
		Мастоглоя	518	3,1	0,09	278	эвтрофный
			534	2,8	0,09	252	

1. Müller P.J., Suess E. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans – I. Organic carbon preservation // *Deep-Sea Res.* 1979. V. 26A. P. 1347–1362.
2. Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А., Шарапова А.Ю., Сивков В.В. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // *Региональная геология и металлогения*, 2009. №40 (в печати)
3. Емельянов Е.М. Геология Гданьского бассейна: Монография / Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Атлантическое отделение. Калининград: «Янтарный сказ», 2002. 496 с.
4. Батурин Г.Н. Первичная продукция органического вещества в океане и фосфатонакопление // *Доклады Академии Наук*, 2006. Т. 407. №5. С. 682–686.
5. Кудрявцева Е.А., Пименов Н.В., Александров С.В., Кудрявцев В.М. Первичная продукция и содержание хлорофилл «а» в юго-восточной части Балтийского моря // *Океанология*, 2010 (в печати)
6. Wasmund N., Andrushaitis A., Lysiak-Pastuszek E., Müller-Karulis B., Nausch G., Neumann T., Ojaveer H., Olenina I., Postel L. and Witek Z. Trophic status of the south-eastern Baltic sea: a comparison of coastal and open areas. / *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 53. 2001. P. 849–860.

Based on the content of organic carbon in sediments was calculated the values of primary production in the Gdansk Basin of the Baltic Sea during the Modern and Littorina stages.

Н.Б. Лаврова¹, В.В. Колька², О.П. Корсакова²

(¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: lavrova@krc.karelia.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru; korsak@geoksc.apatity.ru)

Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы миграции береговой линии Белого моря (северная Карелия)

N.B. Lavrova¹, V.V. Kolka², O.P. Korsakova²

(¹Institute of Geology, Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk,

²Geological institute of Kola Science Centre RAS)

Pollen spectra of the lake bottom sediments as indicators of relative sea level changes of the White Sea (Northern Karelia)

Донные отложения в котловинах малых озер, расположенных в пределах Карельского берега Белого моря, изучались с целью выявления локальных особенностей трансгрессивно-регрессивной деятельности моря, проявившейся на протяжении голоцена вследствие гляциоизостатически обуслов-

ленной миграции береговой линии. Для этого решались такие задачи как стратиграфическое расчленение осадочной толщи по геологическим и палеонтологическим данным, выявление времени перехода морского водоема в озерную стадию, реконструкция палеорастительности, характерной для разных этапов голоцена, обоснование посредством сравнения спорово-пыльцевых и диатомовых данных взаимообусловленности событий, происходящих на водосборном бассейне и водоеме. Район исследования расположен в пределах Карельского берега Белого моря. Исходным материалом для исследований послужили керны колонок донных отложений, вскрытых в котловинах малых озер. Это – безымянное озеро (N 65°47'26; E 034°12'49) с абсолютной отметкой уреза воды 57.3 м н.у.м. и озеро Рыбное (N 65° 51'12'; E 034° 42'07), расположенное на высоте 5.7 м н.у.м.

Разрез осадков, вскрытых в котловине безымянного озера, расположенного на высоте 57.3 м н.у.м.

В котловине данного озера были вскрыты отложения общей мощностью 4 м. Изученная последовательность осадков начинается песком мелко-тонкозернистым с единичными зернами гравия, вскрытом в интервале глубин 7.5–7.43 метра. Песок постепенно сменяется вверх по разрезу алевроитом: серым, монотонным на глубине 7.43–7.39 метров, слоистым на глубине 7.39–7.19 метров и неяснослоистым на глубине 7.19–7.08 метров. Слоистость в алевроите подчеркнута черным цветом, видимо появляется за счет обогащения породы органическим материалом. Выше по разрезу количество органики увеличивается и на глубине 7.08–7.03 метра количество органики и алевроита в породе становится одинаковым. На алевроите, начиная с глубины 7.03 м, залегает гиттия. В нижней части толщи (глубина 7.03–6.97) она коричневая и содержит около 15 % алевроита, в средней части (интервал 6.97–6.0 метров) темно-коричневая, в верхней части (6.0–4.5 м) – оливкового цвета и уже разжиженная. По литологическим признакам, нижние пески и алевроиты накапливались в условиях морской седиментации, коричневая гиттия с прослойками алевроита представляет собой зону, переходную от морских условий к пресноводным, и верхняя часть гиттии – это озерные осадки.

По данным палинологического изучения керна отложений, вскрытых в котловине безымянного озера с абсолютной отметкой уреза воды 57.3 м н.у.м., было выделено 5 палинозон, включающих 4 субпалинозоны. Эти палиностратиграфические подразделения отражают изменения растительности, связанные как со значительными климатическими событиями, так и с локальными изменениями условий ее произрастания.

Палинозона 1 (**ПЗ 1**) выделена в интервале глубин 7.5–6.97 метров в мелкозернистых песках, серых алевроитах, переходящих в гиттию. По характеру спорово-пыльцевого спектра она соответствует пребореальному периоду. Для него характерно направленное нарастание пыльцы древесных пород вверх по разрезу, которое нарушается и затушевывается резким подъемом пыльцы *Poaceae* и *Cyperaceae*, что отражает локальные изменения в

прибрежной зоне моря. Исходя из этого, ПЗ 1 можно подразделить на две субпалинозоны. В первой из них (**ПЗ 1a**), соответствующей пескам и нижней части алевроитов, роль пыльцы *Betula sect. Albae* (*Betula pubescens*, *B. cherepa-novii*) возрастает, а доля пыльцы *Betula nana*, *Ericales*, *Artemisia*, *Chenopo-diaceae* падает. Примечательно, что здесь встречена пыльца типичных представителей перигляциальной флоры: *Hippophae rhamnoides* и *Ephedra*. Вторая субпалинозона (**ПЗ 1b**), установленная в средней и верхней части алевроитов и в базальной части гиттии, характеризуется доминированием пыльцы *Poaceae*, причем, ее пику соответствует и возрастание пыльцы *Cyperaceae*. Здесь же продолжается падение количества пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Betula nana*. Судя по низкой концентрации пыльцы, растительный покров еще не был сомкнутым. Преобладали затем редкостойные березовые палеоценозы северотаежного типа, в наземном покрове которых произрастали верескоцветные кустарнички, плауны, некоторые виды злаковых. Растительность все еще сохраняла связи с предыдущей, позднеледниковой, эпохой, что выразилось в существовании ерничково-зеленомошных и кустарничковых тундровых сообществ и полынно-маревых группировок.

Пик пыльцы *Poaceae* и *Cyperaceae*, многие виды которых являются облигатными и факультативными галофитами, обусловлен понижением уровня морского водоема, поэтому на мелководьях быстро распространились осоковые и злаковые прибрежные сообщества. Примечательно, что на контакте алевроитов и гиттии, на глубине 6.87–7.00 м, прерываются кривые пыльцы видов *Plantago*, а также пыльцы, по своим морфологическим особенностям принадлежащей типу *Aster*. Этот тип включает пыльцу ряда видов, но с остальным комплексом пыльцы и спор по экологии и по географическому распространению наиболее совместим только один из них – *Tripolium vulgare*. Следует заметить, что в алевроитах содержится морская диатомовая флора, пресноводные водоросли начинают преобладать с глубины 7.03 м (Шелехова Т.С., устное сообщение). *Tripolium vulgare* и некоторые виды *Plantago* произрастают в литоральной зоне, следовательно, выклинивание непрерывной кривых пыльцы указанных таксонов, вероятно обусловлено тем, что территория вышла из-под непосредственного влияния моря и водоем отделился от морского бассейна. Интересно отметить, что в подобная ситуация наблюдается и в палиноспектрах донных отложений оз. Рыбное: на контакте морских алевроитов с прослоями ракушечника и вышележащей гиттии пыльца *Plantago* и *Aster-type* практически исчезает.

ПЗ II выделена в отложениях, которые соответствуют бореалу голоцена и представлены коричневой гиттией. Спорово-пыльцевые спектры этой зоны характеризуются дальнейшим нарастанием кривой пыльцы древесных, но главным образом, уже за счет пыльцы *Pinus*, которая достигает здесь своего максимального значения. Сухой и прохладный климат бореала способствовал широкому распространению сосны, которая заняла все удобные для нее местообитания: на сухих скальных обнажениях и песчаных почвах

произрастали сосняки лишайниковые, сосняки кустарничниковые тяготели к холмам и грядам. В водоеме появилась *Myriophyllum spicatum*, *Nuphar lutea*, на мелководье произрастали тростники, осоки, хвощи.

Спорово-пыльцевые спектры атлантического периода (**ПЗ III**), характеризуются последовательным нарастанием пыльцы широколиственных пород, лещины и ольхи. Обогащение спорово-пыльцевого комплекса пыльцой, продуцируемой термофильными видами, было возможно в условиях теплого и влажного климата. Происходившие в это время климатические колебания и изменения среди ведущих компонентов растительного покрова фиксируются здесь субпалинотонами – **ПЗ IIIa**, **ПЗ IIIb**, **ПЗ IIIc**.

Характерная особенность **ПЗ IIIa** – доминирование пыльцы *Betula sect. Albae* при значительном падении количества пыльцы *Pinus*. Еще одна ее отличительная черта – второй пик пыльцы *Poaceae*, среди которой зафиксирована пыльца *Phragmites*. Ситуация объясняется изменением климата в сторону потепления и повышенного увлажнения, по всей вероятности по времени совпавшее с морской трансгрессией Тапес. Климатические условия способствовали распространению березы, а еще один пик пыльцы *Poaceae* в данном спектре можно объяснить следующим обстоятельством. Повышение базиса эрозии вследствие увеличения влажности климата и морской трансгрессии привело к преимущественному распространению злаково-разнотравных березняков на водоразделах и развитию тростниковых сообществ в прибрежной зоне.

В спектрах **ПЗ IIIb** доминирующее положение опять занимает пыльца *Pinus*, увеличивается доля пыльцы термофильных пород, значительно возрастает количество *Alnus*. В это время распространяются близкие по облику к южнотаежным березово-сосновые крупнотравные леса, чистые сосняки тяготели к суходолам. Растительность водоемов становится более разнообразной – *Nuphar*, *Sparganium*, *Typha latifolia*, *Alisma*.

Возрастание пыльцы *Betula sect. Albae* при одновременном падении пыльцы *Pinus*, а также незначительное увеличение количества пыльцы *Picea* свойственно спектрам **ПЗ IIIc**. На изучаемой территории доминировали южнотаежные сосново-березовые крупнотравные леса с участием широколиственных пород с подлеском из лещины, ольхи черной, а также сосновые, с небольшим участием ели, зеленомошные леса.

Спорово-пыльцевым спектрам **ПЗ IV**, соответствующей суббореальному времени, свойственно значительное и резкое увеличение пыльцы *Picea*, повышение количества пыльцы *Pinus*. Вероятно, такая ситуация обусловлена изменениями климата в сторону уменьшения влажности и регрессией моря, имевшей место около 4 000 л.н. В растительном покрове преобладают сосново-еловые и березово-еловые леса с участием широколиственных пород и лещины, близкие к южнотаежным. Среди прибрежно-водных растений преобладает пыльца *Sparganium*, следовательно, можно предположить, что в суббореале продолжается активное зарастание мелководий.

Спорово-пыльцевые спектры *ПЗ V*, по нашим данным сформировавшиеся в субатлантикуме, не имеют значительных отличий от спектров предыдущей *ПЗ*, за исключением уменьшения количества пыльцы термофильных пород.

Разрез осадков в котловине оз. Рыбное, расположенного на высоте 5.7 м н.у.м.

В котловине озера Рыбное мощность пробуренных осадков составила 3 м. Весь разрез представлен гиттией, неяснослоистой, слоистой, содержащей обломки раковин моллюсков, песок, зерна гравия, в самой верхней части – разжиженной. По литологическим признакам переходная зона от морских условий седиментации к озерным находится в самой верхней части разреза. По характеру спорово-пыльцевых спектров установлено, что разрез формировался на протяжении суббореала и субатлантикума. В целом, в них преобладает пыльца древесных пород при доминировании пыльцы *Pinus*, *Betula sect. Albae* и *Picea* и спорово-пыльцевые спектры мало изменяются за исключением верхней части разреза, мощностью 20 см, которая формировалась уже в условиях пресноводного озера. Здесь резко возрастает количество и разнообразие пыльцы макрофитов.

Результаты и выводы.

В изученных разрезах в целом отражена история растительности почти за 10 000 лет, начиная с пребореала. Спорово-пыльцевые спектры имеют свои особенности, связанные не только с северным положением разреза и охлаждающим влиянием Белого моря, но и трансгрессивно-регрессивной его деятельностью. Установлено, что пыльцевыми индикаторами изменения уровня водоема является значительное повышение роли пыльцы *Poaceae* и *Cyperaceae*. Пики их пыльцы, наряду с выклиниванием кривых пыльцы *Aster-type* и *Plantago*, продуцируемых облигатными галофитами, произрастающими в литоральной зоне, фиксируют отделение водоема от морского бассейна. Полная изоляция водоема, оказавшегося уже вне зоны штормового заплеска, определяется по появлению пыльцы разнообразных водных и прибрежно-водных видов, характерных для пресных водоемов. Таким образом, в конце пребореального периода имела место регрессия моря, появление новых местообитаний с засоленными почвами, на которых обильно расселялись виды из семейств *Poaceae* и *Cyperaceae*, образуя так называемые приморские луга. При дальнейшем отступании моря исчезают облигатные галофиты рода *Plantago* и *Tripolium vulgare*, а также галофиты из семейства *Chenopodiaceae* (*Salicornia herbaceae*, *Atriplex nudicaulus*). Появляется водная и прибрежно-водная растительность пресных водоемов. Особенности ее появления зависят от времени отделения водоема от моря: чем раньше котловина отделяется от моря, тем количество пыльцы водной и прибрежно-водной растительности меньше, флористический ее состав беднее. Примером может быть безымянное озеро, расположенное на высоте 57.3 м и отделившееся от моря в конце пребореала, в разрезе которого установлены та-

кие обедненные спектры, которые сформировались в холодных и сухих климатических условиях бореала, не способствующих быстрому опреснению водоема. В озере Рыбном, освободившемся от влияния моря в суббореале, флористический состав также довольно беден, но в количественном отношении пыльцы больше и появляется она более «массово», что, вероятно, было обусловлено более теплыми и влажными климатическими условиями. Повышение уровня моря в атлантикуме отразилось в распространении березовых крупнотравных лесов, которые в дальнейшем сменились южнотаежными березово-сосновыми лесами.

Geological structure and pollen spectra, characteristic for the bottom sediments of the lake basins of Northern Kareliya are described. They reflect the changes of environmental conditions during the Holocene. It is established relative sea level changes of the White Sea are reflected both in the geological structures and in the features of spore-pollen spectra.

М.А. Левитан, Б.С. Шмельков

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

**Особенности позднечетвертичной седиментации
в восточной части Аравийского моря**

M.A. Levitan, B.S. Shmel'kov

(Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow)

**Peculiarities of Late Quaternary sedimentation in the eastern
Arabian Sea**

С 17 по 26 ноября 2006 г. в Аравийском море был осуществлен рейс № 41 НИС «Академик Борис Петров» с участием российских и индийских ученых под научным руководством академика РАН Э.М. Галимова. Целью рейса было проведение рекогносцировочных исследований по программе изучения газогидратов на западной подводной континентальной окраине Индии.

На основе предварительных геолого-геофизических данных индийских ученых для обследования были выбраны два полигона: северный – Саураштра и южный – Керала-Конкан. Первый из них слагает прямоугольник, протягивающийся по длине от 68° 42.48' Е до 69° 11.0' Е и по ширине от 20° 13.0' N до 20° 29.5' N. Глубины дна колеблются от 800 до 2840 м. Второй полигон прямоугольной формы протягивается от 71°35'Е до 72° 08'Е по длине и от 13° 38'N до 13° 56'N по ширине. Вариации глубин дна составляют от 300 до 1950 м.

На каждом полигоне сначала была произведена батиметрическая съемка на скорости 6–8 узлов с помощью многолучевого эхолота “Atlas HydroSweep DS-2” (Германия), при этом постоянно работал высокочастотный параметрический сейсмопрофилограф “Parasound” (Германия). Основные характеристики эхолота: рабочая частота – 15,5 кГц; максимальное количество лучей – 240; диапазон глубин – от 10 до 11000 м; максимальный сектор обзора – 120°; точность измерения – 0.5% от глубины. Узколучевой сигнал “Parasound” составлял 18 кГц, а параметрический – от 2.5 до 5.5 кГц, что обеспечивало разрешение в осадках до 30 см. Результаты геофизических исследований помогли выбрать места для получения колонок донных осадков.

На обоих полигонах с помощью гравитационных трубок длиной 6 м были получены по две колонки донных осадков. После выталкивания из трубок и продольного разрезания колонки были сфотографированы с помощью цифровых цветных фотокамер, подробно описаны и далее отобраны на литологические и геохимические анализы.

В береговой лаборатории изготовлены и описаны под микроскопом постоянные препараты (мазки) осадков. Был проведен ситовый анализ содержания фракции более 63 мкм (песка) (аналитик Л.А. Задорина). Карбонатность определялась как растворением 10 % соляной кислотой (аналитик А.Х. Галузинская), так и на экспресс-анализаторе углерода (аналитик Н.П. Толмачева), причем на этом приборе одновременно измерялось содержание Сорг. Весовым методом определялись влажность и плотность натурального осадка (аналитик Л.Н. Власова). Гипотетический возраст осадков устанавливался сопоставлением с опорными колонками [1–2], в которых было проведено изотопно-кислородное стратиграфическое расчленение, подтвержденное для молодых осадков радиоуглеродными датировками, и для которых были описаны последовательности аккумуляции осадков и/или распределение вдоль колонки тех параметров, которые измерялись и нами [1–5].

Оба полигона заметно отличаются по особенностям морской геоморфологии. Северный полигон охватывает участок типичного континентального склона пассивной окраины, с многочисленными системами каньонов, прорезающих склон вкрест простирания, намывными валами на плечах каньонов, обильными проявлениями подводных оползней, телами гравититов различного генезиса и т.д. Южный полигон занимает самый северный участок Чагос-Лаккадивского хребта, сочленяющийся с континентальной окраиной Западной Индии. Отобранные колонки здесь расположены на довольно слабо расчлененной субгоризонтальной гребневой части хребта.

Как отмечалось выше, на *северном полигоне* получены две колонки донных осадков: 41 АВР-02 и 41 АВР-03. К этому следует добавить, что в районе бровки шельфа на том же разрезе по 20° N была предпринята попытка получить еще одну колонку, но труба принесла лишь немного дресвяно-песчаного материала в лепестковом клапане. Этот материал сложен смесью

из фрагментов красновато-коричневых базальтов и обломков раковин двусторчатых и брюхоногих тропических моллюсков.

Колонка 41 *ABP-02*, расположенная в верхней части континентального склона (глубина 1497 м), представлена (сверху вниз) переслаиванием слабо карбонатных ракушечно-базальтовых грейнитов (0–50 см), фоновых гемипелагических фораминиферо-кокколитовых и кокколитовых мергельных илов (50–180 см), ракушняковыми дебритами (180–280 см), гемипелагическими мергельными кокколитовыми илами (280–510 см). Гипотетические возраста выделенных литостратиграфических горизонтов соответствуют (сверху вниз) изотопно-кислородным стадиям (ИКС) 2, ИКС 3, ИКС 4 и ИКС 5.

Обобщенный разрез колонки 41 *ABP-03* содержит кокколитовые мергельные илы (0–48 см), переслаивание мергельных кокколитовых турбидитов с гемипелагическими кокколитовыми мергельными илами, вмещающими тонкие прослойки дебритов (48–240 см), гемипелагические кокколитовые мергельные илы (240–338 см), переслаивание мергельных турбидитов, илов подводных оползней и гемипелагических кокколитовых илов, вмещающих линзу карбонатных дебритов (338–430 см). Гипотетические возраста выделенных литостратиграфических горизонтов соответствуют (сверху вниз) ИКС 1, ИКС 2, ИКС 3 и ИКС 4.

Рассмотренные отложения континентального склона довольно трудно коррелировать друг с другом из-за широкого развития гравитационных осадков различной природы (грейнитов, дебритов, турбидитов, подводно-оползневых образований). Тем не менее, мы сочли возможным попытаться выполнить такую корреляцию, основываясь на следующих принципах: 1) хорошо известных колебаниях уровня Мирового океана гляциоэвстатической природы; 2) широкого развития гравитационных явлений, понижения карбонатности из-за разбавления терригенным материалом при падениях уровня океана и возрастания скоростей седиментации в северной части Аравийского моря, особенно, во время ИКС 2 и ИКС 4 [6; 4]; 3) заметного увеличения палеопродуктивности в Аравийском море в течение теплых эпох во время последнего климатического цикла [4].

Обе колонки южного полигона (41 *ABP-04* и 41 *ABP-05*) находятся, как уже отмечалось, на северном окончании Чагос-Лаккадивского хребта. Отложения южного полигона сложены практически исключительно мергельными гемипелагитами, причем более близкие к береговой линии осадки являются более песчанистыми на всех стратиграфических уровнях. Гипотетическое литостратиграфическое расчленение создано на основе изменений в цвете, текстурах, содержании песчаной фракции (в данном случае – планктонных фораминифер), карбонатности, концентрации Сорг. В этой части Аравийского моря скорости седиментации, палеопродуктивность и абсолютные массы Сорг во время оледенений были меньше, чем в теплые эпохи [4]. Стратиграфический объем изученных отложений предположительно изменяется от ИКС 1 – верхи ИКС 6 для колонки 41 *ABP-04* до ИКС 1-ИКС 5.1–5.4 для колонки 41 *ABP-05*.

Как отмечалось, два исследованных полигона принадлежат двум крупным формам подводного рельефа: северный – типичному континентальному склону пассивной окраины Западной Индии, а южный – северной оконечности Чагос-Лаккадивского подводного хребта поблизости от верхней части континентального склона Юго-Западной Индии. Соответственно, по своему составу, строению и генетическим типам отличаются и верхнечетвертичные осадки обоих полигонов. В осадках северного полигона наблюдается переслаивание гравититов различного генезиса с гемипелагическими мергельными осадками. При этом более мощные пачки гравититов приурочены к верхней части континентального склона. На состав и строение осадков, а также, вероятно, на скорости их седиментации основное влияние оказывали колебания уровня Мирового океана (его повышение в теплые эпохи и падение в периоды оледенений) и связанные с этим изменения поставки терригенного материала, разбавляющего планктоногенное карбонатное вещество; колебания палеопродуктивности, связанные с изменениями интенсивностей летнего и зимнего муссонов, обусловленных изменениями в силе ветра.

В районе северного полигона конкуренция палеопродуктивности и поставки терригенного осадочного материала разрешилась в пользу терригенного вещества. В результате скорости осадконакопления были выше в холодные эпохи. Южнее, на южном полигоне, изменения палеопродуктивности были более интенсивными, чем поступление разбавляющего терригенного материала. Поэтому скорости седиментации были выше в теплые эпохи [4]. Особенности подводного рельефа способствовали тому, что терригенное вещество в осадки в значительной степени на северном полигоне поступало через склоновые гравитационные процессы в придонном слое водной толщи, а на южном полигоне – через осаждение по механизму «частица за частицей» и/или через биотранспорт.

Отметим, что для южного полигона актуальным явилось отражение повышенной палеопродуктивности в погрубении осадков, т.е. увеличении содержания песчаных частиц, представленных раковинками планктонных фораминифер. Это явление (повышение отношения концентраций раковинок планктонных фораминифер по сравнению с содержанием остатков известкового наннопланктона при росте первичной продукции) ранее на большом фактическом материале было описано А.П. Лисицыным [7].

1. Thamban M., Rao V.P., Schneider R.R. Reconstruction of late Quaternary monsoon oscillations based on clay mineral proxies using sediment cores from the western margin of India // *Mar. Geol.* 2002. Vol. 182. P. 527-539.
2. Ivanova E., Schiebel R., Singh A.D., Schmiedl G., Niebler H.-S., Hemleben Ch. Primary production in the Arabian Sea during the last 135 000 years // *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*. 2003. Vol. 197. P. 61-82.
3. Thamban M., Rao V.P., Schneider R.R., Grootes P.M. Glacial to Holocene fluctuations in hydrography and productivity along the southwestern continental

margin of India // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001. Vol. 165. P. 113–127.

4. Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 314 с.

5. Thamban M., Rao V.P., Raju S.V. Controls on organic carbon distribution in the sediment cores from the eastern Arabian Sea // *Geo-Marine Lett.* 1997. Vol. 17. P. 20–27.

6. Duplessy J.-C. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean // *Nature*. 1982. Vol. 295. N 5849. P. 494–498.

7. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Lithological and preliminary stratigraphic descriptions of bottom sediments located in two sites of the eastern Arabian Sea are given. The northern site belongs to the western continental slope of India, the southern one – to the northern tip of Chagos-Laccadive Ridge.

Н.П. Лукашина

(Атлантическое отделение Института океанологии РАН им. П.П.Ширшова,
Калининград, e:mail: lukashinanp@mail.ru)

**Продуктивность апвеллинга в районе Китового хребта
в плейстоцене (по результатам изучения бентосных
фораминифер)**

N.P. Lukashina

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

**Change of productivity of upwelling in the area of the Whale
ridge in Pleistocene (by results of studying of benthonic
foraminifera)**

Изучены сообщества бентосных фораминифер в 36 образцах плейстоценовых осадков из разреза скважины 362, пробуренной в 40 рейсе «Гломар Челленджер».

Наиболее продуктивными районами Мирового океана являются области апвеллингов. Система таких областей расположена вдоль западного побережья Африки. Китовый хребет, на отрогах которого пробурена скважина 362, находится в северной части намибийской системы апвеллинга. В районе Китового хребта, где отмечена максимальная продуктивность в системе, апвеллинг связан с динамикой холодного Бенгельского течения, которое определяет подъем к поверхности антарктической промежуточной воды.

Численность донных организмов, в том числе и бентосных фораминифер, при оптимальных абиотических условиях зависит от количества питательных веществ, поступающих на дно. Районы наибольшей поверхностной продуктивности в Мировом океане совпадают с областями постоянного подъема глубинных вод и с граничными областями теплых и холодных течений.

Обилие органики на дне влияет также на видовое разнообразие и видовой состав сообществ. С увеличением его поступления среди бентосных фораминифер начинают преобладать виды, устойчивые к дефициту растворенного в воде кислорода, и число видов сокращается, но в то же время увеличивается их численность.

На окисление органического вещества расходуется растворенный в воде кислород, появляется уголекислота и создается агрессивная к карбонату кальция среда. С этим связано усиление растворения раковин планктонных фораминифер в комплексе, в котором начинают преобладать бентосные виды.

Циклические изменения сообществ фораминифер в глубоководных колонках донных осадков позволяют реконструировать палеоэкологические условия в прошлом, и в том числе - палеопроductивность.

В разрезе найдено более 90 видов бентосных фораминифер. Наиболее важными в стратиграфическом отношении видами являются *Stilostomella ex*

gr. lepidula (Schwager) и *Plectofrondicularia advena* (Cushman). Они встречаются по всей длине разреза за исключением его верхней части. Изредка в разрезе встречается также *Ortomorphina sp.sp.* Эти виды были широко распространены в раннем плейстоцене в различных районах Атлантического океана [1, 2]. Их вымирание датирует границу между эпохами Брюнес и Матуяма, которая разделяет между собой ранний и поздний плейстоцен, когда началось первое сильное похолодание атлантических донных вод, и климатические условия на Земле стали меняться чаще и в более широких пределах [3]. Исчезновение этих видов в верхней части плейстоценового разреза скважины 362 позволил отнести интервал 362-7-1, 90–92 см – 362-1-5, 90–92 см к нижнему плейстоцену, а интервал 362-1-4, 90–92 см – 362-1-1, 90–92 см – к верхнему плейстоцену.

Стратиграфическая граница, выделенная по бентосным фораминиферам, немного отличается от результатов кокколитового анализа. По нашим данным верхний плейстоцен начинается с обр. 362-1-4, 90–92 см, а по данным Дмитренко – с обр. 362-1СС [4].

Бентосные фораминиферы, выделенные в плейстоценовом разрезе скважины 362, по их концентрации в осадках, по видовому разнообразию, по степени доминантности и по видовому составу характерны для умеренно-глобоководных районов Атлантического океана. Здесь преобладают виды, толерантные к дефициту растворенного в воде кислорода.

Изменение соотношения бентосных и планктонных фораминифер в разрезе говорит о том, что более активное растворение карбоната кальция происходило в раннем плейстоцене. Следовательно, в раннем плейстоцене в донные осадки поступало больше органики, а значит, продуктивность апвеллинга в районе Китового хребта в это время была выше, чем в позднем плейстоцене.

В то же время концентрация бентосных фораминифер в нижнеплейстоценовых осадках намного ниже, чем в верхнеплейстоценовых, что связано с сильным разбавлением карбонатного органического материала терригенным. По данным Емельянова [5] в настоящее время под теплыми водами к западу от холодного Бенгельского течения залегают фораминиферовые и раковинно-фораминиферовые илы. К востоку от стрежня течения под холодными водами отлагаются терригенные и диатомовые илы. В связи с низким содержанием раковин не только планктонных, но и бентосных видов фораминифер в нижнеплейстоценовых осадках возникает предположение, что в раннем плейстоцене Бенгельское течение располагалось западнее его настоящего положения.

Видовой состав бентосных фораминифер ассоциирует со свойствами различных водных масс, главным образом с температурой, соленостью и кислородным режимом [6]. В раннем плейстоцене на склонах Китового хребта доминировали увигерины. Изучение современного распределения *Uvigerina peregrina* в разных частях Атлантического океана показало, что

существует связь между обилием этого вида и низким содержанием кислорода в придонном слое воды или же с высоким содержанием питательных веществ в донных осадках.

В ледниковые периоды позднего плейстоцена *U. peregrina* была более широко распространена в осадках Атлантического океана, чем в межледниковые периоды. Это связано с тем, что во время оледенения вместо североатлантической глубинной воды в Атлантике распространялась высокопродуктивная промежуточная вода с низким содержанием кислорода, похожая на современную антарктическую циркумполярную промежуточную воду. Возможно, доминирование увигерин в нижнеплейстоценовых осадках скважины 362 свидетельствует о более активном, чем в позднем плейстоцене поступлении в район Китового хребта антарктической промежуточной воды.

В нижнеплейстоценовых осадках присутствуют и периодически доминируют еще два важных для палеореконовструкций вида – *Globocassidulina subglobosa* и *Planulina wuellerstorfi*. *P. wuellerstorfi* в современной Северной Атлантике наряду с *Hoeglundina elegans* и миллиолидами ассоциируется с североатлантической глубинной водой. В Центральной и Южной Атлантике к этому комплексу добавляется *G. subglobosa*. Таким образом, в раннем плейстоцене существовала водная масса, похожая на современную североатлантическую глубинную воду, которая в районе Китового хребта поднималась с глубин от 3000 до 4000 м, поставляя большое количество органического материала на склоны хребта.

В позднем плейстоцене на смену «увигериновым» сообществам пришли «булиминовые». В настоящее время представители рода *Bulimina* широко распространены в мелководных осадках Северной Атлантики на глубинах примерно до 500 м. Булимины считаются мелководными стеногалинными видами, распространение которых коррелирует с зоной кислородного минимума. В то же время, существуют сведения о том, что в Юго-Западной Атлантике в районе полярного фронта *Bulimina aculeata* широко распространена на глубинах от 1500 до 2600 м. Во время последнего оледенения булимины доминировали на европейском и африканском континентальных склонах в интервале глубин от 1000 до 3500 м.

Увеличение количества раковин как бентосных, так и планктонных фораминифер и их хорошая сохранность в верхнеплейстоценовых осадках позволяет предположить, что холодное Бенгельское течение сдвинулось к востоку и заняло свое нынешнее положение, и под теплой поверхностной водой стали отлагаться карбонатные осадки. Исчезновение из сообществ *G. subglobosa* и *P. wuellerstorfi* однозначно говорит о прекращении поступления глубинной воды к поверхности. Подъем воды стал происходить с промежуточных глубин, что привело к сокращению продуктивности апвеллинга и исчезновению увигерин. Освободившуюся экологическую нишу заняли булимины.

1. Blank-Vernet L., Moullade M. Distribution of Late Neogene and Quaternary benthic foraminifers in the Northwest Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 93. Sites 603, 604 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S.Govt. Printing Office) 1987. V. 93. P. 473–480.
2. Thomas E. Late Oligocene to Recent denthic foraminifers from deep sea drilling project sites 608 and 610, northeastern North Atlantic // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S.Govt. Printing Office). 1988, V. 95. P. 997–1031.
3. 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. doi:10.1029/2004PA001071. P. 1–17.
4. Оськина Н.С., Дмитренко О.Б. Плейстоценовые температуры поверхностной воды в районе Бенгельского течения // *Океанология* (в печати).
5. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.
6. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современной термогалинной океанской циркуляции по данным изучения фораминифер. М.: Научный мир, 2008. 287 с.

Communities of benthonic foraminifera in 36 samples of the Pleistocene deposits from a geological cut of the site 362 drilled in 40 Leg of “Glomar Challenger” are studied. In the Early Pleistocene more western, than now, was position of Benguela current and productivity of upwelling was higher, than in Late Pleistocene.

**Н.П. Лукашина¹, В.В. Сивков¹ О.Б. Дмитренко²,
Н.С. Оськина²**

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: lukashinanp@mail.ru, ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, E-mail: senidol@yandex.ru)

Позднечетвертичные условия осадкообразования и водные массы к северу от канала Вима

**N.P. Lukashina¹, V.V. Sivkov¹, O.B. Dmitrenko²,
N.S. Oskina²**

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

Last Quaternary sedimentary conditions and water masses northern of Vema Channel

На восток от побережья Южной Америки протянулся массивный асейсмичный хребет Риу-Гранди. Он разрезан двумя каналами – Вима и Хантер, через которые происходит абиссальный водообмен между Аргентинской и Бразильской котловинами. Основной поток идет через канал Вима, глубина которого составляет 4700 м. В Северную Атлантику поступают холодные, высокосолёные, бедные питательными веществами антарктические донные воды (АндВ), которые сформировались в море Уэдделла. В Бразильской котловине они располагаются ниже 4000 м. В Юго-Западной Атлантике над АндВ залегает циркумполярная глубинная вода (ЦПГВ), или же непосредственно – североатлантическая глубинная вода (САГВ), имеющая противоположное направление [1]. Поверхностные воды в районе поднятия Риу-Гранди представляют собой тропическую южную водную массу.

На выходе струи ААДВ из канала Вима в Бразильскую котловину скорость течения резко падает, и возникают условия благоприятные для седиментации. К настоящему времени здесь сформировалось крупное осадочное тело (контурит), аналогичное речным дельтам или конусам выноса [2].

Климатические флуктуации позднего плейстоцена вызывали изменения условий осадконакопления, и в частности изменения в вертикальной структуре водных масс. В позднем плейстоцене в канале Вима происходили изменения в распространении ААДВ и САГВ и в интенсивности придонных течений [3, 4]. Здесь, у подножья возвышенности Риу-Гранди, к северу от канала Вима с глубины 3905 м была поднята колонка донных осадков АСВ-1447 длиной 375 см. В разрезе колонки были изучены литологический состав осадков, бентосные и планктонные фораминиферы и известковый наннопланктон.

Осадки разреза кол. АСВ-1447 представлены в основном гемипелагическими илами, карбонатными и мергельными, меняющимися в цветовой

гамме от темно- до светло-коричневых, однородных или с пятнистыми включениями. Границы слоев резкие или с постепенным переходом, присутствуют два слоя фораминиферовых песков – 0–3 см (размытый) и 187–189 см. Последний включает терригенный материал в виде светло-серых прослоев на светло-коричневом фоне. На поверхности осадка и в ряде горизонтов встречены марганцево-железистые конкреции.

Установление биостратиграфической принадлежности осадков колонки АСВ-1447 по планктонным фораминиферам затруднено в связи с почти полным растворением инситу видов и присутствием в разрезе переотложенных видов. Комплекс планктонных фораминифер представлен в основном четвертичными видами с небольшим содержанием переотложенных неогеновых видов. Четвертичный возраст разреза определяется наличием видов-индексов *Globorotalia truncatulinoides* и *Globorotalia crassaformis*. В верхней части разреза присутствуют *Globigerina calida calida* и *Globorotalia menardii flexuosa* – индексы-подвиды среднего и верхнего плейстоцена.

Исследованные планктонные фораминиферы имеют хорошую сохранность только в верхней части разреза, отнесенной к голоцену. Палеотемпературная кривая, построенная по планктонным фораминиферам, показывает два пика потепления. Верхний пик на уровне 7–9 см соответствует температуре поверхностной воды, достигавшей 26°C, что выше современной на 3–4°. Он, вероятно, совпадает с оптимумом голоцена (по наннопланктону эта часть разреза отнесена к зоне *Emiliana huxleyi* Асме). Нижний теплый пик в 24°C зафиксирован на уровне 69–71 см в разрезе верхнего плейстоцена, сильно затронутого процессами растворения, из-за чего полученные показатели поверхностной температуры возможно завышены на 2–3°C.

Из-за сильного растворения четвертичных видов наннопланктона и процессов переотложения кокколитового материала, установление зональной принадлежности осадков колонки АСВ-1447 также затруднено. В разрезе была выделена верхняя зона *Emiliana huxleyi* Асме в горизонте 0–3 см. Ниже, включая горизонт 160 см, осадок относится к зоне *Emiliana huxleyi*.

В разрезе выделены многочисленные виды вторичного залегания верхнего плиоцена, что связано с переотложением осадков. Борта канала Вима сложены кайнозойскими осадками, из которых наиболее мягкими и менее литифицированными являются неогеновые толщи. Под влиянием потока АнПрВ они легче разрушаются и составляют основной фон видов вторичного залегания. Опускаясь на дно, кокколиты попадают в более глубинные водные потоки АнДВ, которые выносят их в южную часть Бразильской котловины, промывая и перемешивая разновозрастный кокколитовый материал. Интенсивное поступление холодной АнДВ в район расположения колонки привело к резкому усилению процессов растворения кокколитового материала и к почти полному отсутствию в разрезе плейстоценовых видов.

В результате более древние виды вторичного залегания, как более крупные и сильнее литифицированные, сохранялись в осадках в больших количествах, а четвертичные виды составляли лишь дискретную примесь.

Содержание переотложенных видов кокколитов резко падает на уровне 187–189 см, что соответствует фораминиферовому прослою в разрезе. Возможно, это связано с локальным по времени сильным течением, которое полностью «вымыло» пелитовую часть осадка.

Из-за невозможности стратифицировать осадки разреза скв. АСВ-1447 классическими биостратиграфическими методами, расчленение кол. АСВ-1447 было основано, главным образом, на изменении карбонатности осадков, которая меняется по разрезу от 12 до 86 %, что в значительной мере отражает объем присутствующих в осадке планктонных фораминифер и наннофоссилий. Максимальная карбонатность осадков в разрезе характерна для интервалов 0–45 см и 200–256 см, а минимальная – для интервала 153–165 см.

Ранее, по растворению CaCO_3 в четвертичных осадках скважины DSDP 518 (глубина 3944 м), был сделан вывод об усилении потока ААДВ во время периодов похолоданий [5]. Кислородно-изотопный анализ фораминиферных сообществ из канала Вима также показал, что понижение карбонатности и увеличение растворения соответствует ледниковым эпизодам [6]. Предполагается, что и в Бразильской котловине ГКК поднималась во время похолодания и увеличения объема поступающих ААДВ, агрессивных к карбонату кальция, и погружалась в эпохи потепления, в том числе и в голоцене.

Судя по присутствию теплолюбивых планктонных фораминифер *Globorotalia tumida flexuosa* и *G. menardii flexuosa*, формирование осадков в двух первых интервалах происходило в теплые периоды. В этих же интервалах встречается *Glodorotalia hirsuta*. Ее первое появление в позднечетвертичных осадках характеризует верхнюю границу 6 изотопной стадии (МИС 6) [7].

Для стратиграфического расчленения в качестве опорной использовалась колонка BYBLOS KS 8803 (длина 15 м, глубина 4265 м). Она была расчленена на 9 МИС с использованием датировок по ^{230}Th , содержания CaCO_3 и наннофлоры, и дала ненарушенную запись условий осадконакопления в последние 350 тыс. лет [2].

Гранулометрический состав терригенной части осадков определялся методом лазерной дифрактометрии в диапазоне от 0,3 мкм до 50 мкм на лазерном анализаторе “Analizette-22”. Для удаления органического вещества пробы обрабатывались перекисью водорода. Для диспергирования частиц использовался триполифосфат натрия с последующей обработкой суспензии в ультразвуковой ванне. Известно, что в процессе седиментации в движущейся среде происходит сепарация осадочных частиц по размерам в зависимости от скорости течения. Наиболее чувствительной к воздействию течения является мелкоалевритовая (silt) часть гранулометрического спектра. Изменения гранулометрических показателей именно на этом интервале

наиболее чувствительны к колебаниям средней скорости придонного течения. В настоящей работе в качестве показателя скорости течения использовалась мода функции распределения частиц по размерам.

Мода гранулометрического спектра терригенных частиц в течении МИС 6–5 изменялась незначительно в пределах 3–4 мкм, что свидетельствует о спокойных гидродинамических условиях в придонном слое. Начиная с МИС 4 (горизонт 160 см) и до настоящего времени на фоне таких же спокойных условий, отмечается около 10-и кратковременных эпизодов относительного усиления придонных течений, что выразилось в соответствующем увеличении моды до 5–7 мкм. Эти спорадические усиления указывают на изменение режима течения ААДВ.

Реконструкция циркуляции АнДВ и САГВ основана на изучении бентосных фораминифер. С абиссальными водными массами в Юго-Западной Атлантике ассоциируются различные сообщества бентосных фораминифер: с АнДВ – *Nuttalides (Osangularia) umbonifera*; с ЦПГВ – *Uvigerina peregrina* и *Globocassidulina subglobosa*. С САГВ по данным разных авторов связаны сообщества *Oridorsalis umbonatus* и *Epistominella exigua* [1], *Planulina weuellerstorfi*, *Cibicides kullenbergi* и *Hoeglundina elegans* [8] или *Planulina weuellerstorfi* и миллиолиды [9]. По нашим данным *O. umbonatus* и *E. exigua* в Северной Атлантике характеризуют лабрадорскую донную воду [10].

На глубинах от 1500 до 2600 м в Юго-Западной Атлантике в районе полярного фронта широко распространена *Bulimina aculeata* [11].

Для определения двух основных потоков абиссальных вод среди найденных видов было выделено два основных сообщества. Одно из них характеризует поступающую в северном направлении АнДВ – это *Osangularia umbonifera* и *Globocassidulina subglobosa*, второе трассирует текущую на юг САГВ – *Oridorsalis umbonatus*, *Planulina weuellerstorfi*, и миллиолиды. По изменению соотношения этих сообществ в разрезе колонки АСВ-1447 выделено 6 интервалов, которые возможно соответствуют шести верхним морским изотопным стадиям (МИС).

Выделенное в верхнем интервале (0–15 см) сообщество соответствует голоценовой ситуации (МИС 1) в исследуемом регионе, где ниже 3900–4000 м распространена, в основном, АнДВ с незначительной примесью САГВ. Численность бентосных фораминифер в интервале очень мала, что, вероятно, связано с низким содержанием в осадке органического вещества.

Во время ледникового стадиала МИС 2 (15–47 см) в южную часть Бразильской котловины поступал больший объем САГВ, чем в голоцене. Появление большого количества раковин мелководного вида *Bulimina aculeata*, видимо, связано с усилением контурных течений или с развитием оползневых процессов, которые переносили мелководные осадки, залегающие на континентальном склоне Южной Америки, к его подножию. Возрастание видового разнообразия бентосных фораминифер и их концентрации в осадке может свидетельствовать об увеличении поверхностной продуктивности

и активном поступлении питательных веществ на дно.

В межстадиале оледенения МИС 3 (48–74 см), вероятно, происходило активное взаимопроникновение САГВ и АнДВ. В МИС 4 (74–163 см) – первом стадиале последнего оледенения в южную часть Бразильской котловины поступали примерно такие же объемы АнДВ, как в голоцене, а количество САГВ было минимальным за весь исследуемый период.

Во время межледникового МИС 5 (163–260 см) придонная циркуляция в целом была аналогична условиям, существующим в южной части Бразильской котловины в МИС 2. Абиссальные условия МИС 6 были аналогичны условиям МИС 3.

Таким образом, наибольшее поступление АнДВ происходило в начале последнего оледенения (МИС 4) и в голоцене, тогда, как в конце оледенения (МИС 2) ее концентрация была наименьшей за весь исследуемый период времени. Наиболее значительный приток САГВ в южную часть Бразильской котловины был во время последнего межледникового (МИС 5) и в конце последнего оледенения (МИС 2). Поверхностная продуктивность вероятно была более высокой в холодные периоды (МИС 2, 4, 6), чем в теплые (МИС 1, 5). Во время оледенений усиливались оползневые явления.

1. Hodell D.A., Kennett J.P., Leonard K.A. Climatically induced changes in vertical water masses structure of the Vema Channel during the Pliocene: evidence from Deep Sea Drilling Project holes 516 A, 517 and 518 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 907-919.
2. Faugères J.-C., Zaragosi S., Mézerais M.L., Massé L. The Vema contourite fan in the South Brazil basin. – In: Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A., Faugères J.-C. & Viana A.R. (eds.) Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. 2002. Geological Society, London, Memoirs, 22. P. 209-222.
3. Johnson D.A. The Vema Channel: physiography, structure and sediment-current interaction // Marine Geology. 1984. Vol. 58. P. 1-34.
4. Ledbetter M.T. A late Pleistocene time-series of bottom-current speed in the Vema channel // Palaeogeography, climatology, ecology. 1986. V. 53. №1. P. 97-105.
5. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988, 271 с.
6. Jonson D.A., Ledbetter V., Burckle L. Vema Channel paleo-oceanography dissolution cycles and episodic bottom water flow // Mar. Geol. 1977. V. 23. P. 1-33.
7. Jonson D.A., Peters C.S. Late Cenozoic sedimentation and erosion on the Rio Grande Rise // Journ. of Geology. 1979. V.87. P. 371-392.
8. Lohman G.P. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the Western South Atlantic Ocean // Journ. of Foram. Res. 1978. V. 8. № 1. P. 6-34.
9. 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.

10. Лукашина Н.П. Закономерности распределения бентосных фораминифер в Северной Атлантике // Океанология. 1988. Т. 28. № 4. С. 632-638.

11. Mead G.A. Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic // Micropaleontol. 1985. V. 31. № 3. P. 221-248.

The Late Quaternary sediments from the gravity core ASV-1447 were studied based on lithology, plankton, benthic foraminifera and nannoplankton. Stratigraphic subdivision of cores was carried out using the carbonate dating. Biostratigraphic subdivision of core was based on the benthic foraminifera. It allowed to recovery abyssal water mass circulation in the south-western Brazil Basin flange.

**М.И. Малахов¹, С.А. Горбаренко², Г.Ю. Малахова¹,
Н. Харада³**

(¹Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, Магадан, e-mail: malakhov@neisri.ru,
²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: gorbarenko@poi.dvo.ru, ³Institute of Observational Research
for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka,
e-mail: haradan@jamstec.go.jp)

**Запись относительной напряженности геомагнитного поля
в колонке MR0604-PC06R, Охотское море**

**M.I. Malakhov¹, S.A. Gorbarenko², G.Yu. Malakhova¹,
N. Harada³**

(¹North-Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, RAS, Ma-
gadan, ²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, RAS, Vladivostok,
³Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth
Science and Technology, Yokosuka)

**Record of the relative intensity of geomagnetic field in the core
MR0604-PC06R, Okhotsk Sea**

За последние два десятка лет возрос интерес к изучению вариаций палеонапряженности по непрерывным записям, охватывающим интервал времени от первых тысяч лет до первых миллионов. Благоприятными объектами изучения являются колонки донных осадков океанов, морей и озер. Палеомагнитные записи на таких объектах, в основном, обеспечены уверенной привязкой к шкале времени. Накопление отложений происходит более равномерно, с меньшей вероятностью перерывов, чем в континентальных осадочных толщах, а временная шкала достаточно надежно обеспечивается биостратиграфическими данными, определениями абсолютного возраста отдельных горизонтов, изотопно-кислородными кривыми, кривыми цветности, кривыми изменения геохимических параметров по разрезу. Точность привязки палеомагнитного сигнала к шкале времени постепенно совершенствуется и, все равно, продолжает оставаться в плену у геологии. Каждый раз палеомагнитологи строят наименее противоречивую временную шкалу, на которой размещают полученные данные.

Сделанные геомагнитологами предположение о том, что поведение магнитного поля Земли определяется процессами, происходящими в земном ядре, не вызывает возражений и стало общепринятым. Данные о спектре колебаний геомагнитного поля используются при развитии теории геодинамо, для оценки влияния взаимодействия на границе жидкого и твердого ядра, а также на границе мантии и жидкого ядра. Интенсивно ведутся работы по изучению связи между вариациями палеонапряженности и геотектоническими процессами, глобальными климатическими колебаниями.

Цель работы – выделить сигнал от напряженности магнитного поля Земли, записанный в естественной остаточной намагниченности в период формирования 18-метрового керна осадков колонки MR0604-PC06R, поднятой в центральной части Охотского моря. Ранее в рамках российско-японского проекта № 83 аналогичные исследования выполнены на керне колонки MR0604-PC07R [1]. Авторами использовалась методика осреднения на одном горизонте керна четырех нормированных сигналов $\frac{ChRM}{J_{rs}}$, $\frac{ChRM}{J_s}$,

$\frac{ChRM}{J_{ti}}$ и $\frac{ChRM}{KB}$. Здесь обозначены: $ChRM$ - характеристическая палео-

магнитно-информативная компонента естественной остаточной намагниченности, J_{rs} - изотермическая остаточная намагниченность насыщения, J_s - намагниченность насыщения (за вычетом парамагнитной компоненты), J_{ti} - безгистерезисная (идеальная) остаточная намагниченность, K – магнитная восприимчивость, KB - индуцированная намагниченность в геомагнитном поле B на широте Магадана. Выбор знаменателей в представленных выше отношениях диктовался подобием хода кривых $J_{rs}(h)$, $J_s(h)$, $J_{ti}(h)$ и $KB(h)$ по всей длине керна h , т.е. каждая из этих кривых представляла собой запись климатического сигнала определенной магнитной фракцией осадка. Нормализованная кривая относительной палеонапряженности по колонке MR0604-PC06R представлена на схеме корреляции с фрагментами кривой Sint-800 [3] и кривой палеоинтенсивности, полученной по керну колонки MD95-2039 из северо-восточной Атлантики [6] (рис. 1).

Возраст горизонтов, в которых наблюдаются геомагнитные экскурсы, отслежен на схеме корреляции магнито-климатических параметров со стандартной изотопно-кислородной кривой [2]. На основе рис. 2 определена версия календарного возраста горизонтов колонки PC-06R. Она укладывается в рамки аналогичных моделей по колонкам в центральной части моря [1, 4, 5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00655-а, 09-05-01128-а), Программы фундаментальных исследований №7 ОНЗ РАН и ДВО РАН (грант 09-П-СО-07-003).

1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Василенко Ю.П., Босин А.А. Влияние климатических факторов и напряженности геомагнитного поля на остаточную намагниченность морских донных отложений // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2007. – № 4. – С. 14– 30.
2. Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Малахов М.И., Харада Н. Петромагнитные индикаторы осцилляций климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене - голоцене, колонка MR 0604-PC 06R // Геология морей и океанов: материалы XVIII международной научной конференции (школы) по морской геологии (Москва, 16– 20 ноября 2009 г.). – М.: ГЕОС, 2009.

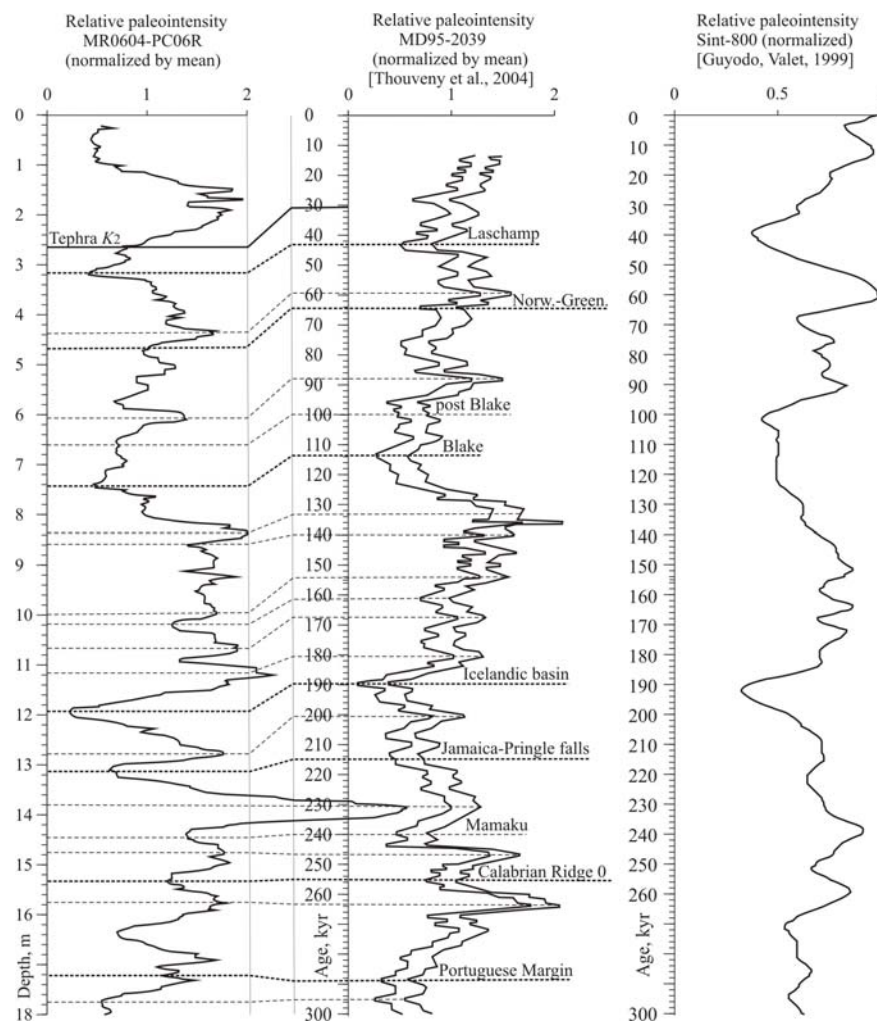


Рис. 1. Корреляция минимумов вариаций относительной палеонапряженности геомагнитного поля в осадках колонки MR 0604-PC06R с палеомагнитными событиями датированных фрагментов кривых относительной палеоинтенсивности Sint-800 и колонки MD95-2039

3. Guyodo Y., Valet J.-P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // *Nature*. – 1999. – V. 399. – P. 249–252.
4. Liu Y.-J., Song S.-R., Lee T.-Q., Lee T.-Q., Lee M.-Y., Chen Y.-L., Chen H.-F. Mineralogical and geochemical changes in the sediments of the Okhotsk Sea during periods in the past 500 kyrs // *Global Planet. Change*. 2006. V. 53. P. 47–57.

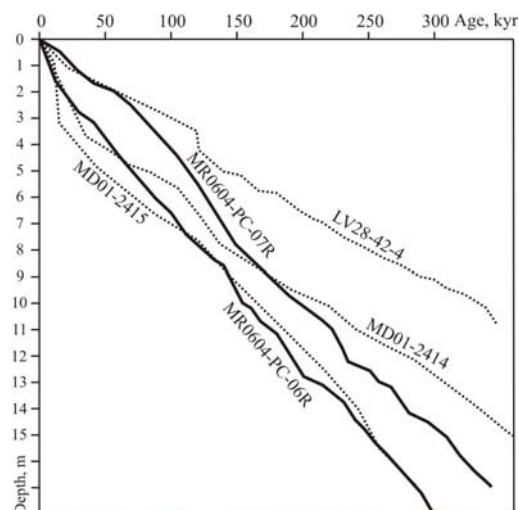


Рис. 2. Календарный возраст осадочных горизонтов колонок MR0604-06R и MR0604-07R. Пунктиром показаны возрастные модели колонок, исследованных по программе IMAGES в Охотском море

5. Nurnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. – 2004. – V. 19. PA4011, doi: 10.1029/2004 PA001023.
6. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E., Leduc G., Neirini D. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – V. 219. – P. 377–396.

**Г.Ю. Малахова¹, С.А. Горбаренко², М.И. Малахов¹,
Н. Харада³**

(¹Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, Магадан, e-mail: malakhov@neisri.ru,
²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: gorbarenko@poi.dvo.ru, ³Institute of Observational Research
for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka,
e-mail: haradan@jamstec.go.jp)

**Петромагнитные индикаторы осцилляций климата
и среды Охотского моря в позднем плейстоцене - голоцене,
колонка MR 0604-PC 06R**

**G.Yu. Malakhova¹, S.A. Gorbarenko², M.I. Malakhov¹,
N. Harada³**

(¹North-Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, RAS, Ma-
gadan, ²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, RAS, Vladivostok,
³Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth
Science and Technology, Yokosuka)

**The petromagnetic indicators of climate and environment
oscillation in the Okhotsk Sea in late pleistocene - holocene, core
MR 0604-PC 06R**

Изучение донных осадков Охотского моря представляет огромный инте-
рес с точки зрения реконструкции палеоклимата, как в региональном, так и
глобальном планах. Магнитные минералы донных грунтов, как участники
геологических и экологических процессов, несут объективную информацию
об изменениях в окружающей среде. Некоторые ферримангнетики, являясь
продуктами жизнедеятельности бактерий, представляют собой палеонтоло-
гические объекты исследования эволюции жизни на Земле и других плане-
тах. Каппаметрический метод, основывающийся на хорошей сходимости
кривых хода магнитной восприимчивости и изотопных записей по океанским
колонкам привел к тому, что в практику изучения палеоклимата успешно на-
чал внедряться новый физический метод – петромагнитный. Данный метод,
изучающий концентрацию, состав и магнитное состояние (доменную струк-
туру) частиц, может быть причислен к экспресс-методу получения скалярных
магнито-климатических сигналов вдоль изучаемого разреза [3].

Опыт работы с керном колонки MR 06-04 PC-07R позволил определить
набор магнитных параметров и их соотношений, которые отражают изме-
нения среды и климата района исследований [3, 6]. Этот набор включает в
себя: магнитную восприимчивость (K) или индуцированную намагничен-
ность (KB) в геомагнитном поле B ; безгистерезисную (идеальную) остаточ-
ную намагниченность (J_n); изотермическую остаточную намагниченность
насыщения (J_{rs}); намагниченность (J_p) парамагнитной компоненты в поле

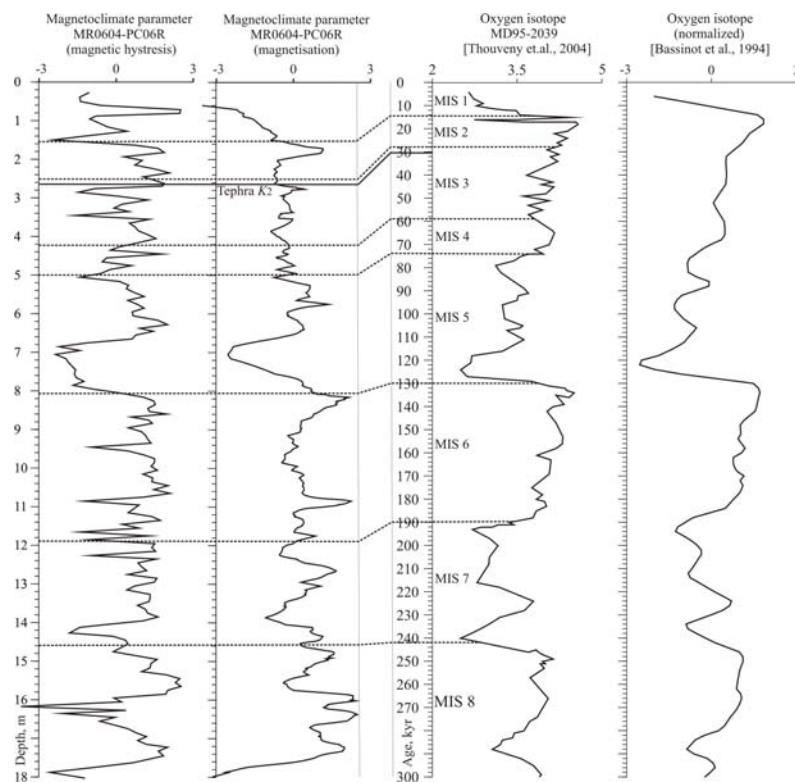
0.5 Т; намагниченность насыщения (J_s) за вычетом парамагнитной компоненты; индуцированную намагниченность в поле 0.5 Т до высокотемпературного нагрева (J_{i1}) и после (J_{i2}); коэрцитивную силу (B_c) намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты; коэрцитивную силу (B_{cr}) остаточной намагниченности насыщения; положение максимума (B_{da}) коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси a диаграммы Прейзаха-Нееля); положение максимума (B_{db}) коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси b диаграммы Прейзаха-Нееля).

Колонка MR 06-04 PC-06R была отобрана поршневым пробоотборником из центральной части Охотского моря ($53^\circ 16,86'$ с.ш., $150^\circ 04,67'$ в.д.; глубина моря 1142 м, длина керна 1825 см) во время Российско-Японской экспедиции в 2006 году на исследовательском судне «Mirai» (Институт мониторинга глобальных изменений Японского агентства по морским и земным наукам и технологиям). Ориентированные образцы с ребром куба 2.4 см отбирались непрерывно по длине керна. Последовательно с каждого горизонта мощностью в 10 см формировались пробы на петромагнитный анализ. Детальность увеличивалась при наличии пепловых прослоев. Магнитные характеристики измерены на оборудовании российского и чешского производства [2].

Конструирование временного масштаба колонок выполнено на основе тефрохронологии, сравнения изменения литофизических характеристик (магнитной восприимчивости, весового содержания крупной фракции ледового разнуса, влагосодержания и хлорина, цветности (color « b ») и плотности осадка) с морскими изотопно-кислородными стадиями (MIS) [1, 5]. Независимый контроль возраста колонок PC-06R и PC-07R выполнен также на основе схемы корреляции нормированной характеристической намагниченности с фрагментами кривых относительной палеонапряженности SINT-800 и колонки MD95-2039, исследованной по проекту IMAGES [1, 2]. Сходимость результатов определения возраста отдельных горизонтов по вариациям литофизических параметров и палеомагнитным данным очень высокая, что позволяет авторам сделать объективный вывод – формирование осадков нижней части колонки MR 06-04 PC-6R началось на границе изотопных стадий MIS 8 и MIS 9.

На рисунке приведена схема корреляции кривых хода двух нормализованных магнито-климатических параметров (условное название «magnetic hysteresis» и «magnetization») колонки MR 06-04 PC-6R со стандартной изотопно-кислородной кривой [4] и изотопно-кислородной кривой колонки MD-95-2039 [7]. Параметр «magnetization» по длине колонки строился из нормированных сигналов от намагниченностей J_{rs} , J_s , J_H и KB , а параметр «magnetic hysteresis» – соответственно из нормированных сигналов B_{cr} , B_c , B_{da} и B_{db} .

Петромагнитные исследования отложений центральной части Охотского моря показали, что оба магнитных сигнала являются откликом на измене-



Корреляция кривых хода различных климатозависимых петромагнитных параметров колонки MR 0604-06R со стандартной изотопно-кислородной кривой и изотопно-кислородной кривой колонки MD95-2039.

Пунктиром показаны границы морских ИКС

ния окружающей среды и климата. Если сигнал «magnetization» показывает вариации *концентрации* магнитного вещества в осадках, то сигнал «magnetic hysteresis» реакцию на *гранулометрию* (магнитное состояние) магнитных частиц. В теплых условиях при высокой биопродуктивности бассейна Охотского моря формировались осадки, магнетик которых представлял частицы, в основном, с однодоменной структурой. Можно предполагать наличие в таких осадках остатков магнитотактических бактерий. В холодные стадии основу магнитной фракции составлял аллотигенный магнетит ледового разноса (обломки изверженных и метаморфических пород). При подавленной биопродуктивности слой органического материала, по-видимому, очень мал и условия для существования магнитотактических бактерий не благоприятны или практически отсутствуют.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00655-а, 09-05-01128-а), Программы фундаментальных исследований №7 ОНЗ РАН и ДВО РАН (грант 09-П-СО-07-003).

1. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // ДАН. 2008. Т. 423. № 3. С. 389–392.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Василенко Ю.П., Босин А.А. Влияние климатических факторов и напряженности геомагнитного поля на остаточную намагниченность морских донных отложений // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2007. – № 4. – С. 14–30.
3. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1254–1265.
4. Bassinot F., Labeyrie L., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
5. Gorbarenko S.A., Goldberg E.L., Kashgarian M., Velivetskaya N.A., Zakharov S.P., Pechnikov V.C., Bosin A.A., Psheneva O.Yu., Ivanova E.D. Millennium scale environment changes of Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // J. Oceanography. – 2007. – V. 63. – P. 609–623.
6. Malakhova G.Yu., Gorbarenko S.A., Goldberg E.L. Small scaled dynamics of relative paleointensity of the geomagnetic field, climate, and environments changes in Middle Pleistocene-Holocene (central part of the Okhotsk Sea) // 7th International Conference «Problems of Geocosmos». – St. Petersburg University Press, 2008. – P. 198–200.
7. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E., Leduc G., Neirini D. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 219. P. 377–396.

Bottom sediments from the central zone of the Sea of Okhotsk were preliminary dated. The petromagnetic parameters of two groups of samples formed at cold and warm climatic stages were studied. The petromagnetic curves agree with the normalized standard oxygen isotopic curve over the last 300 thousand years of the column section.

С.Ю. Малёнкина

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

**Вариации морфологии построек и минерального состава
юрских строматолитов Восточно-Европейской платформы**

S.Yu. Maleonkina

(Geological institute, RAS, e-mail: maleo@mail.ru)

**Variations in morphology and mineral composition of Jurassic
stromatolites of the East-European Platform**

Юрские строматолиты во всем мире встречаются нечасто, в России на Восточно-Европейской платформе они отмечались лишь однажды - в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [2], на территории же Московской синеклизы никогда никем не описывались. Впервые они обнаружены автором в конце 2007 года в Москве при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) в отложениях верхнего келловей-оксфорда [1]. Позже они были выявлены также в котловане “Москва-Сити” и стройплощадке в Дорогомилово (Москва), а также в Подмоскovie – обнажении близ с. Каменная Тяжина, в карьерах близ ст. Гжель и с. Никитское (Домодедовский р-н) в различных отложениях этого же возрастного интервала. Аналогичные оксфордские строматолиты наблюдались автором и в разрезах по р. Унжа в 2008–2009 г. Возможно, они распространены еще шире на платформе, но просто не были замечены другими специалистами и не были описаны ранее из-за того, что до настоящего времени практически не изучались в нашей стране.

Эти строматолиты (рис. 1) относятся, согласно классификации [5], к морфологическому типу желваковых, реже пластовых строматолитов и приурочены к подосинковской, ратьковсковской и коломенской свитам верхнего келловей-оксфорда [1]. В подосинковской и ратьковсковской свитах строматолиты представлены пластово-купольными постройками. Келловейские строматолиты Цветного бульвара образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов и окружающих пород, мощностью до 0,35 м (рис.1а, внизу). Оксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15–25 см) (рис. 1а, вверху), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна. Часто образуется причудливого строения корка с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом составляющих ее куполов. Нередко они захоронены в осадке не в первоначальном положении, а наклонены, либо перевернуты, иногда неоднократно, что говорит о мелководных условиях, с сильной гидродинамикой. На постройках нередко присутствуют серпулиды, крупные двустворки *Pinna sp.* и др., гастроподы *Bathrotomaria sp.*, брахиоподы и корневые части стеблей *Cyclocrinus insignis* (Trautschold), что свидетельст-

вует том, что они образовывались в условиях нормальной солёности. Все строматолиты сложены тонкими (от сотых долей до 1–2 мм) чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже нацело фосфатны. Слойки четкие, неровные по толщине, волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда распадающиеся на короткие микростолбики (диаметром 0,05–0,5 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Субстратом чаще всего служат карбонатные гальки, иногда макрофауна. Первые слои повторяют рельеф субстрата, а затем разрастаются, переходя на окружающую глину и образуя собственный рельеф, стремящийся к многокупольности.

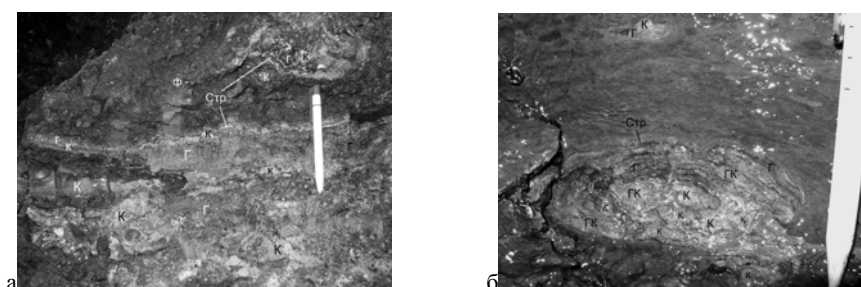


Рис. 1. Цветной бульвар а – Подосинковская свита: внизу снимка – сложнопостроенные комплексы келловейских строматолитов (на фото – светлое), вверху – нижне-оксфордский желвак; б – коломенский желвак (отметины на ручке сделаны через 1 см). Буквами обозначены: Стр – строматолит, К – карбонаты, Г – глауконит, Ф – фосфорит

В коломенской свите верхнего оксфорда выявлены строматолиты относительно небольших размеров, в значительной степени глауконитовые по составу, желваки – 5–10 см и пластовые образования (мощностью 0,05–0,2 м) прослеживающиеся по простиранию всей свиты. Отдельные пластики (первые см) имеют прерывистый линзовидный характер или тянутся на несколько метров, весь комплекс (15–20 см) протягивается, не прерываясь десятки метров. Они залегают прямо на поверхности глин, лишь иногда субстратом служат галечки и остатки фауны, из-за этого они не всегда сохраняются. Лучше всего они представлены в разрезе Цветного бульвара, где впервые были обнаружены (рис. 1б).

Аналогичные строматолиты (подосинковская, ратьковсковская и коломенская свиты) найдены также в обнажении близ с. Каменная Тяжина. Строение этого разреза напоминает таковое Цветного бульвара. В глиняном карьере близ ст. Гжель и известняковом карьере близ с. Никитское (Домодедовский р-н) в среднем келловее также отмечаются строматолитовые корочки (толщиной до 5 см) тянущиеся на несколько метров. Зеленый прослой

с повышенным содержанием глауконита характерен для коломенской свиты верхнего оксфорда в Подмосковье и далее прослеживается на северо-восток, по крайней мере, до р. Унжи, являясь региональным репером, хотя и не везде с хорошо сохранившимся внутренним строением. На этом примере видно, что в комплексе с другими методами строматолиты могут служить целям расчленения и корреляции юрских разрезов.

Уникальные столбчатые строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Впервые разрез описан Д.Н. Соколовым [3], позже, более детально, А.Л. Яншиным и Д.И. Иловайским. Несмотря на то, что исследователи в качестве характерной особенности разреза отмечали наличие в нем слоя «веретеновидных вертикально ориентированных фосфоритовых конкреций», природу их они не объясняли. Лишь гораздо позже В.Н. Силантьевым [2] данные образования были определены как столбчатые строматолиты, а ниже по разрезу выявлены слоистые строматолиты. Оба слоя залегают на песках келловеев в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки (2 м). Их уникальность в том, что минеральной основой служат не карбонаты, как у большинства известных строматолитов, а фосфаты. Согласно классификации [5] строматолитовые постройки из верхнего слоя можно отнести к морфологическому типу столбчатых строматолитов.

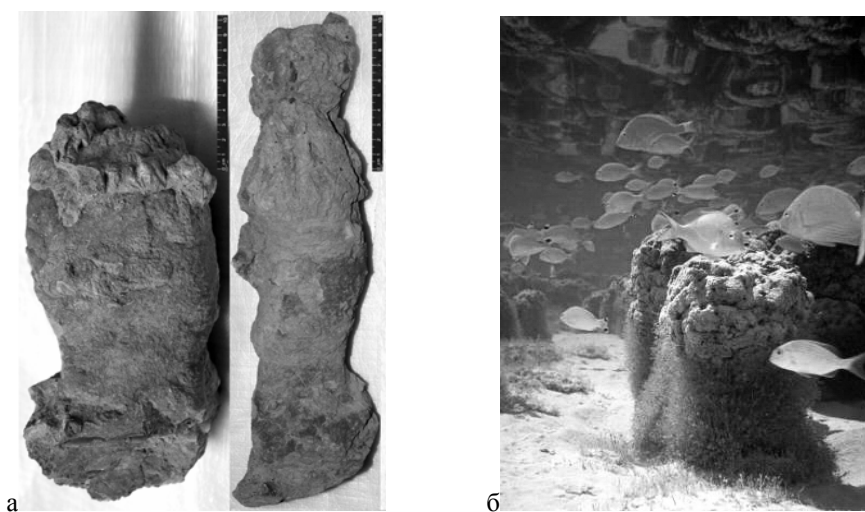


Рис. 2. а – Столбики из верхнего слоя оксфорд-кимериджских строматолитов Сухой Песчанки; б – Современные строматолиты залива Шарк-Бей (Австралия)

Они представляют собой, субцилиндрические вертикальные столбики (редко с ответвлениями) диаметром 5–20 см, высотой 20–35 см (рис. 2а), иногда с раздувами, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой по-

верхностью, четко отделяющиеся от вмещающего их песка, включающего редкие округлые фосфоритовые желваки (1–6 см) (фрагменты строматолитов). Часто они срastaются своими основаниями. Сечения столбиков с четкой слоистостью, подчеркнутой чередованием коричневатых темно- и светло-серых, куполовидных слойков, переменной толщины, от 0,1 до 10,0 мм. Обычно столбики насыщены макрофауной (белемниты, раковины двустворок и аммонитов с фосфатными ядрами). Они венчаются светло-серой «шапочкой» грибовидной формы (3–10 см), с многочисленными сверлениями и порами, с комковато-слоистой текстурой. Строматолитовые постройки из нижнего слоя по классификации [5] скорее относятся к столбчато-пластовым или даже пластовым. Они субгоризонтально слоистые, реже развиваются некрupные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15–20 см. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40–50 % сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом, в разной степени загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и мелкозернистого терригенного материала, представленного в основном кварцем (5–10 %), полевыми шпатами, обломочками кварцитов и кварц-слюдяных сланцев. В небольшом количестве присутствует анизотропный мелкокристаллический фосфат, образующий тонкие (0,05 мм) каемки вокруг нефосфатных минералов, среди которых преобладают зерна аутигенного глауконита (35–40 %) зеленого цвета, размером 0,05–0,20 мм.

Строматолиты могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях. В современных водоемах постройки существенно карбонатного состава, аналогичные описанным строматолитам, обычно формируются в относительно мелководных морских условиях. Они размещаются в литоральной и сублиторальной зонах с глубинами, не превышающими нескольких десятков метров [4]. Наиболее крупные постройки формируются чаще всего в условиях верхней части сублиторали. При этом волновая динамика влияет на форму строматолита.

Экстраполируя современные условия, благоприятные для роста строматолитов, на юрский период, можно предположить, что келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и частично в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, оксфордские (подосинковской, ратьковской свит) – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна, позднеоксфордские (коломенские), судя по их строению, в постоянно тиховодных условиях сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления. Оренбургские строматолиты, по внешнему виду сильно напоминают современные строматолиты Шарк-Бей (рис. 2б). Они, вероятно, возникли примерно в таких же условиях, то есть на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики [4], с существенными поставками обломочного осадочного материала, но при этом их слойки сразу

после отложения фосфатизировались, вероятно из-за избытка фосфора, получаемого матом, сформировавшим эти слойки. Возможно, этому способствовала близость глубоководной части бассейна (Прикаспийской синеклизы) и открытого океана. Вероятно, происходило постепенное углубление (прогибание?), что способствовало постоянному росту столбиков до определенного момента, затем оно прекратилось.

1. Малёнкина С.Ю. Литостратиграфическое расчленение юрских отложений г. Москвы // Био- и литостратиграфические рубежи. Материалы международной научной конференции. Тюмень. 2008. С. 87-94.
2. Силантьев В.Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М. 1989, Т. 308. № 5. С. 1197-1199.
3. Соколов Д.Н. Геологическое исследование залежей фосфоритов в южной части Оренбургского и смежных Уральского и Актюбинского уездов // Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Труды комиссии Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов. М. 1918. Т. 8. С. 41-65.
4. Reid R. P., James N., Macintyre I., Dupraz C., Burne R. Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins // *Facies*, 2003. V. 49. № 1. P. 299-324.
5. Semikhatov, M. A., Raaben M. E. Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy // *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2000. P. 295-306.

First discovered Jurassic stromatolites of the Moscow syncline and Orenburg columnar phosphate ones are presented and described. The studied stromatolites comprise 3 basic distinct morphotypes: flat, nodular, and columnar. They are composed of alternating thin layers of carbonate material, ferruginous or piritized, glauconite and phosphate, rarely entirely phosphate with clastic material. The possible conditions for their formation are considered.

О.Д. Найдина¹, Х.А. Баух²

(¹Геологический институт РАН, e-mail: naidina@ilran.ru, ²ГЕОМАР, Киль, Германия)

Изменения климата и среды восточного шельфа моря Лаптевых в позднеледниковье

O.D. Naidina¹, H.A. Bauch²

(Geological Institute RAS, Moscow, ² IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

Climate and Environmental Changes in the Eastern Shelf of the Laptev Sea in the Late Glaciation Epoch

По результатам комплексного палинологического анализа (пыльца и споры наземных растений, цисты динофлагеллат и зеленых водорослей) из радиоуглеродно-датированных скважин восточного шельфа моря Лаптевых были получены данные о взаимодействии системы суша-море. С целью проследить динамику природной среды моря Лаптевых, изменение растительности и климата прибрежно-шельфовой зоны в позднеледниковье с рубежа 15,6 тыс. лет назад, были изучены две скважины из центральной части восточного шельфа моря Лаптевых. Обе скважины дополняют друг друга, так как бурились на одной глубине, но с неравномерным отбором керна. Точка бурения скважин указана на сейсмоакустическом профиле, а глубина и мощность вскрытых осадков представлены на схеме сопоставления разрезов в работах [1, 3]. Нижняя часть разреза скважины, представленная подводной мерзлотой, датирована ~ 15,6 тыс. лет.

На основании данных спорово-пыльцевого анализа были построены две диаграммы, на которых выделены палинокомплексы. Деление на палинокомплексы произведено по пыльцевым индикаторам и изменению количества пыльцы представителей различных растений. Палеогеографические реконструкции учитывают обратную связь между изменениями климата и динамикой растительного покрова на прилегающей к морю суше.

Основная часть спор и пыльцы привносится в море ветром, реками и в результате абразии берегов. Установлено, что на формирование морских спорово-пыльцевых спектров одновременно воздействуют несколько факторов, что приводит к дополнительным трудностям в их интерпретации.

Анализ органикостенного фитопланктона в морских осадках скважин был выполнен О.В. Руденко [2, 8]. Полученные данные были уточнены и представлены графически в работе Т.С. Ключиткиной [1]. По материалам изучения фитопланктона в поверхностных осадках моря Лаптевых [4, 5] установлено распределение значений АН- и CD-критериев. Для реконструкции изменений поступления на шельф моря Лаптевых пресных вод использовали CD-критерий – соотношение содержаний цист пресноводных зеленых водорослей и морских цист динофлагеллат. Для оценки интенсивности поступления в море атлантических вод применяли АН-критерий – отноше-

ние содержания автотрофных и гетеротрофных цист [1].

Сравнение полученных спорово-пыльцевых диаграмм позднеледниковья показало, что в зависимости от климатических условий прилегающей к морю суши были распространены то осковые, то разнотравные и кустарниковые березовые тундры. Пыльцевые диаграммы свидетельствуют о варьирующем относительно большом количестве дальнепереносной пыльцы хвойных. Пыльца хвойных растений представлена в основном диплоидным и гаплоидным подродом *Pinus*. По данным СЭМ-анализа установлено, что доминирует пыльца *Pinus sylvestris* и *P. pumila* – видов, приуроченных к различным ареалам распространения и могущих быть индикаторами климатических условий.

Отчетливое изменение спорово-пыльцевых комплексов на глубинах, соответствующих интервалу времени 15.6–13.0 тыс. лет назад, свидетельствует о быстрой перестройке растительного покрова в ответ на изменения климата. Во время потепления в конце позднего плейстоцена распространялась кустарниковая березовая тундра, сменяющаяся мозаичной разнотравной тундрой во время похолодания. Резкое увеличение пыльцы *Betula*, несомненно, отражает перестройку растительного покрова, вызванную потеплением климата. Почти полное отсутствие пыльцы *Betula* и множество различных дочетвертичных *Pinaceae*, а также появление спор *Selaginella rupestris* свидетельствует о перигляциальных условиях осадконакопления.

Всего по результатам пыльцевого анализа установлено несколько фаз похолоданий и потеплений климата. Возможно, последнее потепление климата, определенное по смене растительности и изменению состава спорово-пыльцевых комплексов из верхней части разреза скважины, относятся к межстадиальному потеплению – к аллереду. Обзор работ по спорово-пыльцевым комплексам из континентальных отложений этого региона показывает, что климат в аллереде в интервале времени 12–11 тыс. лет был теплее и мягче, чем современный [6].

Последняя эпоха похолодания в изученном регионе относится к началу позднего дриаса. По всей видимости, это похолодание, которое нечетко выявляется в регионе моря Лаптевых, было не столь длительным, как в Западном секторе Арктики. После кратковременного похолодания, в Лаптевоморском регионе быстро наступило потепление и началась трансгрессия моря.

В целом анализ спорово-пыльцевых диаграмм позднеледниковья свидетельствует о направленном потеплении климата и распространении кустарниковых тундровых ландшафтов на водоразделах и осоковых болот в понижениях рельефа. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров и реконструируемой по ним растительности, направленное потепление часто осложнялось возвратными похолоданиями.

Палеогеографические реконструкции, установленные по результатам изучения пыльцы и спор наземных растений и органикостенного фитопланктона в осадках скважин, были проведены независимо друг от друга, но

общие тенденции регистрируются обоими методами. Общность изменения климата суши и среды моря прослеживается во время потепления беллинг-аллеред. В это время отмечаются пики численности динофлагеллат. Встречаются единичные цисты *Operculodinium centrocarpum*, что свидетельствует о возможном влиянии теплых атлантических водных масс на гидрологию моря Лаптевых. Пыльцевой метод отчетливо регистрирует по пику пыльцы березы относительно теплый климат побережья. Незначительное количество *Artemisia* говорит об ослаблении сезонности климата, по сравнению с максимальным похолоданием климата в конце позднего плейстоцена. В позднеледниковье, по сравнению с холодным сухим климатом в сартанское время и относительно теплым и влажным климатом в голоцене [7], постепенно начинались прогрессирующее потепление и увлажнение климата.

Очередное общее изменение климата суши и увеличение температуры морских вод наблюдается около 10,7 тыс. лет назад. В это время регистрируются увеличение концентрации морских видов палиноморф и первый пик их численности. Резко возрастает концентрация спор и пыльцы (от 200 до 1800 экз./г), что вместе с установленным развитием кустарниковых тундр на суше свидетельствует о потеплении климата в начале послеледниковья.

Примерно после 10,7 тыс. лет назад в осадках появляются цисты автотрофных видов динофлагеллат и видов-индикаторов притока на шельф атлантических вод. Возрастание количества видов диноцист североатлантического происхождения, а также снижение CD-критерия и увеличение АН-критерия говорит о постепенном установлении современных морских условий внешнего шельфа, миграции к югу береговой линии и начале активного поступления на шельф моря атлантических вод. Реконструированная растительность в это время отражает частые смены кустарниковых и осоковых фитоценозов, что характеризует прибрежно-морские условия и периодические колебания относительно теплого климата южной подзоны тундры.

Исследования показали, что по чередованию спорово-пыльцевых комплексов и изменению растительности можно регистрировать частые флуктуации климата. Дальнейшее изучение и уточнение хронологической последовательности осадков позволит по этим критериям наметить неоднократные перемещения береговой линии, что характерно для постепенного и неравномерного наступления послеледниковой трансгрессии.

Работа частично выполнена благодаря поддержке стипендиальной программы Лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.

1. Клювиткина Т.С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Дисс. ... кан. географ. наук. М.: МГУ, 2007. 177 с.
2. Руденко О.В., Полякова Е.И., Баух Х.А. Эволюция природных обстановок на восточном шельфе моря Лаптевых в позднем плейстоцене-голоцене по

данным анализа водных палиноморф // Палинология: теория и практика. М.: ПИН РАН, 2005. С. 223-224.

3. Kassens H., Bauch H., Drachev S. et al. Transdrift VIII: Drilling the Laptev Sea in 2000 // The Nansen Icebreaker. A newsletter from the Nansen Drilling Program. 2001. №12. P. 2-8.

4. Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // J. Quaternary Science. 2001. V. 16(7). P. 637-649.

5. Kunz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History/ Eds Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. New York: Springer-Verlag, 1999. P. 561-575.

6. Naidina O.D. Holocene climatic, vegetation and pollen data of Siberia adjacent to the Laptev Sea // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 235-253.

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

8. Rudenko O.V., Polyakova Ye.I., Bauch H.A. Postglacial environments on the eastern Laptev Sea shelf: evidence from diatom and aquatic palynomorphs assemblages // Climate drivers of the North. Kiel: Terra Nostra, 2002. P. 95-96.

Data on the interaction of the land-sea system have been obtained based on complex palynological analysis (pollen and spores of terrestrial plants and cysts of dinoflagellates and green algae) and the SEM analysis of sediments from boreholes drilled on the Laptev Sea's eastern shelf and dated by the radiocarbon method. The spore and pollen ensemble revealed for the first time in late-glacial sediments of the boreholes indicates that warming which started within the time interval 15.6–10.7 ka ago was accompanied by short-term cooling events. The part of this research was supported by the Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Sciences.

Е.А. Новичкова¹, Е.И. Полякова², Х.А. Баух³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: enovichkova@ocean.ru,

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет,
e-mail: ye.polyakova@mail.ru, ³ГЕОМАР, г. Киль, Германия)

**История развития восточной части Белого моря
за последние 10.2 тыс. кал. лет по материалам изучения
водных и наземных палиноморф**

Ye.A. Novichkova¹, Ye.I. Polyakova², H.A. Bauch³

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²Moscow State
University, Geographical faculty, Moscow, ³Mainz Academy of Science, Humanities
and Literature, c/o IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**Environmental history of the White Sea Basin (the eastern part)
during the last 10.2 cal. ka based on aquatic and terrestrial
palynomorphs analysis**

Для реконструкций палеоокеанологических условий в восточной части Белого моря нами выполнено комплексное исследование палиноморф, включая водные палиноморфы, представленные цистами динофлагеллат, зелеными водорослями, акритархами и органическими остатками скелетов фораминифер, а также наземные (пыльца и споры). Основой палеореко-
нструкций стали первые радиоуглеродные (AMS^{14}C) датировки толщи донных осадков Белого моря.

Обработка образцов для целей анализа палиноморф, проведена по стандартной палинологической методике [1, 2]. Возраст осадков определен с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS^{14}C) в Лаборатории им. Лейбница Университета г. Киль (Германия) д-ром Х. Баухом. Радиоуглеродный возраст был переведен в календарный с помощью программы Calib 5.1 [3] с учетом поправки на общий резервуарный эффект (400 лет; [4]). Исследованная колонка 6050 (глубина моря 101 м, длина 340 см) отобрана в Бассейне моря на границе с открытой частью Двинского залива. По данным AMS^{14}C датирования осадки соответствуют последним 10.2 тыс. кал л.н.

В максимум последнего оледенения современная акватория Белого моря полностью перекрывалась Скандинавским ледником, и настоящая история моря началась с момента его дегляциации ~12.2–11 тыс. кал. л.н. [5]. Седиментационные обстановки менялись от ледниково-морских к морским на протяжении сравнительно небольшого, в геологическом понимании, промежутка времени (за конец плейстоцена – голоцен). Поступление вод Баренцева моря осложнялось гляциоизостатическими и неотектоническими движениями, в результате чего развитие разных районов Белого моря шло не одновременно [5, 6].

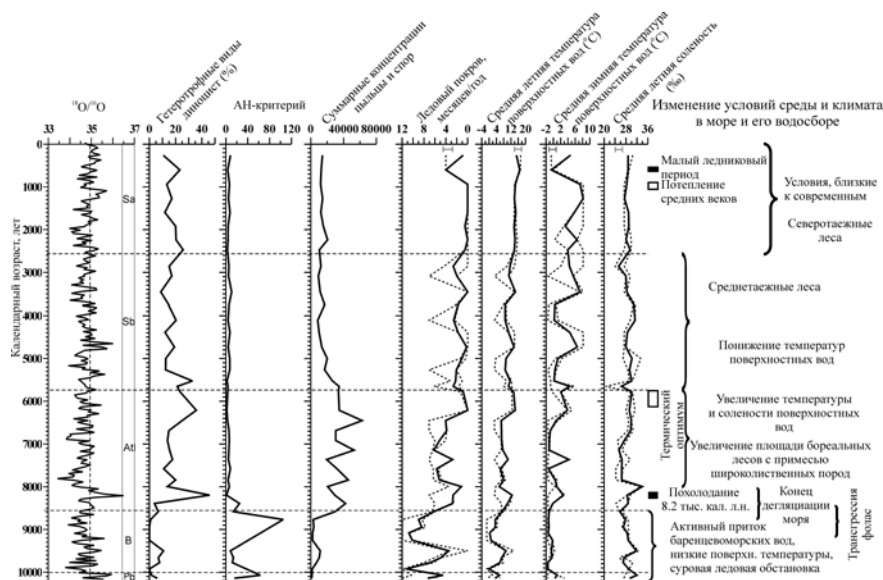


Рис. 1. Палеогеографические события за последние 10200 кал. лет в восточной части Белого моря и его водосборе, сопоставленные с климатическими показателями (Stuiver et al., 1995), и реконструированные по данным анализа цист динофлагеллат ледово-гидрологические параметры поверхностных вод. Пунктирными линиями обозначены границы выделенных интервалов; серыми штрихами – диапазон современных показателей

Для периода **10–9 тыс. кал. л.н. (9–8 ^{14}C тыс. л.н.; бореальный период;** рис. 1) характерно резкое увеличение притока баренцевоморских вод. Во второй половине бореала положение полярного фронта в Баренцевом море сместилось в северном и северо-восточном направлениях, и продуктивность вод увеличилась [7]. В Белом море это привело к тому, что после 9.5 ^{14}C тыс. л.н. (10.2 тыс. кал. л.н.) в осадках юго-восточной части Бассейна отмечено максимальное содержание диноцист космополитных видов североатлантического происхождения. Существенное сокращение продолжительности ледового покрова реконструируется по увеличению доли тепловодных видов *S. gamosus* после 8.6 тыс. кал. л.н. Появление в морских и наземных спектрах большой доли бореальных видов с доминированием сосны позволяет предположить наличие лесотундровых и лесных биоценозов по берегам Белого моря.

Период **9–5.8 тыс. кал. л.н. (8–5 ^{14}C тыс. л.н.; соответствует атлантическому периоду голоцена)** отражен в составе ассоциаций водных палиноморф появлением новых для Белого моря цист тепловодных видов. В составе ассоциаций диноцист возрастает доля субтропических видов и снижается

роль космополитных, что говорит о смягчении условий их обитания и отсутствии резких колебаний температуры поверхностных вод по сезонам. Исследования цист динофлагеллат Баренцева моря для последних 8.3 тыс. кал. л.н. показали активную адвекцию теплых североатлантических вод (особенно в период 8–5 тыс. кал. л.н.) в его южной части по увеличению доли цист *P. dalei* [8]. Наши данные свидетельствуют о максимальном увеличении роли цист относительно тепловодных видов *P. dalei* и *S. ramosus* в период 7.5–6 тыс. кал. л.н. По данным анализа водных палиноморф для восточной части Бассейна средние летние температуры поверхностных вод для времени 6.3–5.8 тыс. кал. л.н. были близки к современным (рис. 1). Кратковременное похолодание 8.2 тыс. кал. л.н., отмеченное рядом исследователей в Баренцевом море и в Норвежско-Гренландском бассейне [7, 9, 10], в Белом море зафиксировано по кратковременному возрастанию содержания холодноводных гетеротрофных видов и показателям АН-критерия (отношение содержания в ассоциациях водных палиноморф цист автотрофных видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов), стремящегося к 0. Наиболее высокие температуры воздуха реконструированы около 5.5 ^{14}C тыс. л.н. в период климатического оптимума голоцена [11], во время которого по берегам Белого моря доминировали биоценозы лесов южно-средне- и северотаежных типов, нашедшие отражение в пыльцевых спектрах морских осадков.

Для начала периода **5.8–2.6 тыс. кал. л.н. (5–2.5 ^{14}C тыс. л.н.; суббореальный период)** по комплексам палиноморф фиксируется похолодание климата за счет сокращения количества цист тепловодных видов динофлагеллат и некоторого увеличения гетеротрофных холодноводных видов (*I. minutum*, *B. simplex*, *E. karaense*). Согласно полученным данным, температуры поверхностных вод вновь понижаются после термического оптимума голоцена, а продолжительность ледового покрова несколько увеличивается. Кроме того, развиваются виды, способные существовать при резких колебаниях температуры воды по сезонам, что позволяет предположить снижение притока баренцевоморских вод. Наши данные сопоставимы с информацией по отступанию атлантических вод на юг в Норвежско-Гренландском бассейне ~ 5 ^{14}C тыс. л.н., которое привело к расширению влияния арктических условий на весь Гренландский бассейн [12]. Похолодание на границе атлантического и суббореального периодов голоцена привело к значительному изменению растительности на Северо-западе России [13], и по берегам Белого моря начали господствовать среднетаежные леса.

В период **2.6 тыс. кал. лет – современность (2.5–0 ^{14}C тыс. л.н.; субатлантический период)** состав ассоциаций водных палиноморф становится близким к современному с учетом региональных особенностей формирования в поверхностных осадках Белого моря [14]. Максимальное количество тепловодных фотосинтезирующих видов динофлагеллат для южной части Бассейна отмечено около 1000 кал. л.н., что соответствует потеплению Ма-

лого климатического оптимума голоцена, во время которого для Белого моря нами реконструирована минимальная для субатлантического периода продолжительность ледового покрова. После климатического оптимума, закончившегося в Белом море, по нашим данным, около 600 л.н., доля цист тепловодных видов снизилась при одновременном увеличении содержания в составе цист динофлагеллат гетеротрофных холодноводных видов во время Малой ледниковой эпохи. Многочисленные дендрохронологические и другие палеоклиматические данные зафиксировали максимальное похолодание для различных районов Северной Евразии около 150–400 л.н. (рис. 1; [15, 16]). Для времени средневекового климатического оптимума, отмеченного нами по увеличению доли древесной группы в растительности побережий, все реконструируемые температурные характеристики были выше современных примерно на 1°C (~1.1 тыс. л.н.; [17]).

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну и В.П. Шевченко за предоставленные материалы для исследований и помощь в подготовке материала к публикации. Авторы признательны экипажу НИС «Профессор Штокман» и сотруднику российско-германской лаборатории им. О. Шмидта (ААНИИ, Санкт-Петербург) В.Н. Чуруну за вакуумную сушку образцов. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ведущих научных школ № НШ-361.2008.5, программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли» Отделения наук о Земле РАН.

1. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // *Papers Geol. Univ. Queensland*. 1984. Vol. 11. P. 1–23.
2. Dale B. Dinoflagellate cyst analysis of Upper Quaternary sediments in core GIK 15530–4 from the Skaggerak // *Norsk Geol. Tidsskr.*, 1985. Vol. 65. P. 29–34.
3. Stuiver M., Reimer P.J. Extended ^{14}C database and revised CALIB 3.0 radiocarbon calibration program // *Radiocarbon*. 1993. 35 P. 215–230.
4. Stuiver M., Braziunas T.F. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC // *Radiocarbon*. 1993. 35 P. 137–189.
5. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. 2006. Vol. 35. P. 425–433.
6. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
7. Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence / In: Andrews, J.T., et al. (Eds.), *Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. Vol. 111. P. 323–337.
8. Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 717–726.

726.

9. Duplessy J.C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Paterne M., Labeyrie L. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // *Boreas*. 2001. 30. P. 2–16.
10. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflow to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. № 20. P. 1851–1879.
11. Климанов В.А., Елина Г.А. Изменения климата на Северо-западе Русской равнины в голоцене // *Докл. АН. СССР*. 1984. Т. 274. вып. 5. С. 1164–1167.
12. Koç N., Jansen E., Hafliðason H. Paleoclimatic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas through the last 14 ka based on diatoms // *Quaternary Science Reviews*. 1993. Vol. 12. P. 115–140.
13. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастиельность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 242 с.
14. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т. 5. №47. Стр. 709–719.
15. Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Harris I.C., Jones P.D., Shiyatov S.G., Vaganov E.A. Low-frequency Temperature Variations from a Northern Tree Ring Density Network // *Journal of Geophysical Research*. 2001. 106 D3 (16-Feb-2001) P. 2929-2941.
16. Bradley R.S., Briffa K.R., Cole J., Hughes M.K., Osborn T.J. The climate of the last millennium. In: Alverson K., Bradley R.S., Pedersen T.F. (eds.) *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Springer Verlag, Berlin, 2003. P. 105-141.
17. Клименко В.В., Климанов В.А., Сирин А.А., Слепцов А.М. Изменение климата на западе европейской части России в позднем голоцене // *Докл. АН*. 2001. Т. 376. №5. С. 679–683.

Aquatic and terrestrial palynomorphs analysis applied to the description of the White Sea (the eastern part) environmental history during the last 10.2 cal. ka. According to obtained results the main parameters of surface water (temperature, salinity and sea-ice regime) were reconstructed.

Е.А. Овсепян

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

**Комплексы бентосных фораминифер трех терминаций
и максимума последнего оледенения в восточной части
экваториальной области Тихого океана**

E.A. Ovsepyan

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

**Benthic foraminiferal assemblages during three terminations and
the Last Glacial Maximum in the Eastern Equatorial Pacific**

Бентосные фораминиферы изучались в сверхдлинной колонке донных осадков MD02-2529 (08°12.33 с.ш.; 84°07.87 з.д., гл. 1619 м), отобранной в 126-ом научно-исследовательском рейсе MONA нис “Marion Dufresne” с северо-восточного склона хребта Кокос в восточной части экваториальной области Тихого океана. Изотопно-кислородная стратиграфия колонки разработана французскими участниками проекта РФФИ 06-05-22000-НЦНИ-а, для верхней части получены радиоуглеродные датировки методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C) [1]. Детальное изучение глубоководных комплексов бентосных фораминифер проводилось для последнего ледникового цикла, а также для Терминаций II и III с временным разрешением 1 тыс. лет.

Максимальные значения процентного содержания видов-индикаторов высокой продуктивности, таких как *U. peregrina*, *B. mexicana*, *Uvigerina* spp., отмечены в интервале максимума последнего оледенения, около 25–22 кал.т.л.н.. В течение Терминаций процентное содержание этих видов снижается. Однако доля вида *M. barleeanus*, питающегося измененным органическим веществом, в комплексе достигает максимума именно в терминациях. Согласно результатам изучения комплексов планктонных фораминифер и кокколитофорид, максимальные значения биопродуктивности поверхностных вод получены для терминаций [2]. Максимальная численность видов-индикаторов высокой продуктивности в максимуме последнего оледенения, скорее всего, объясняется наличием дополнительных источников пищи для мейобентоса по сравнению с Терминациями. Судя по геохимическим данным [3], органическое вещество приносилось нефелоидными потоками с верхней части континентального склона при понижении уровня моря в интервале изотопно-кислородной стадии 2.

На основе морфофункционального анализа было проведено разделение бентосных фораминифер на эпифауну и инфауну. Эпифауна представлена видами: *C. wuellerstorfi*, *H. subhaidingeri*, *O. umbonatus*, *H. elegans*, *Pyrgo* spp. Наиболее многочисленные виды инфауны – *U. hispida*, *Globobulimina*

spp., *U. peregrina*, *M. barleeanus*, *B. mexicana*. Максимальные значения суммарной численности видов, принадлежащих к эпифауне, наблюдаются в Терминациях I, II и III. В интервалах оледенения и межледниковья суммарная численность этих видов снижается. Это свидетельствует об усилении вентиляции, т.е. увеличении содержания кислорода в омывающих дно промежуточных водах, при переходе от оледенения к межледниковью.

Примечательно, что характер распределения как эпифауны, так и инфуауны, в течение Терминаций I, II и III неодинаков. В Терминации I увеличение содержания видов, относящихся к эпифауне, происходит скачкообразно, в то время как в интервале Терминации III увеличение их содержания происходит постепенно, и высокий процент численности наблюдается на протяжении всего интервала Терминации III.

В результате выполненного по бентосным фораминиферам анализа соответствий для последних 50 кал.т.л.н было получено несколько осей, первая из которых интерпретируется как индекс биопродуктивности, коррелирующей с поставкой неупотребленной первичной продукции на дно [4].

Таким образом, максимальное содержание бентосных фораминифер и видов-индикаторов повышенной биопродуктивности в интервале последнего оледенения и начале Терминации I, скорее всего, связано с наличием дополнительных источников пищи за счет поступления органического вещества с континентального склона. Усиление вентиляции придонных вод отмечено в интервалах всех трех изученных терминаций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 06-05-22000-НЦНИ-а.

1. Leduc G., Vidal L., Tachikawa K., Rostek F., Sonzogni C., Beaufort L., Bard E. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes // *Nature*. 2007. 445. doi:10.1038/nature05578.
2. Ivanova, E.V., Beaufort, L., Ovsepyan, E.A., Vidal, L. Carbonate microfossil assemblages of the Eastern Equatorial Pacific: evidence of bioproductivity and circulation changes over the last 250 kyr // *Bioindicators of past and present environments. The Micropaleontological Society's Foraminifera and Nannofossil Groups' Joint Spring Meeting 2008*. Tubingen, Germany, p. 29.
3. Murdmaa I., Ivanova E., Leduc G., Beaufort L., Peresypkin V., Vidal L., Ovsepyan E., Alekhina G., Kravtsov V. and Vasileva V. High resolution sedimentary record from the Cocos Ridge: evidence of land-ocean linkages in the Eastern Equatorial Pacific over the last 70 ka // *Geophysical Research Abstracts*. 2009. Vol. 22, EGU2009-10433-1.
4. Kuhnt, W., Hess, S., and Jian, Z. Quantitative composition of benthic foraminiferal assemblages as a proxy indicator for organic carbon flux rates in the South China Sea. In Sarnthein, M. and Wang, P. X., (eds.), *Response of West Pacific Marginal Seas to Global Climate Change*. Marine Geology. 1999. 156. 123-157.

Variations in benthic foraminiferal assemblages from the eastern Equatorial Pacific have been studied in Core MD02-2529 from the eastern Equatorial Pacific over the three terminations and MIS 1-3. Maximum concentration of high-productivity related species during LGM associate with the maximum of organic carbon flux to the sea floor at the expense of different sources of food. The increased abundance of epifaunal species over terminations suggests the intensification of bottom water ventilation at site location.

Я.С. Овсепян¹, Е.Е. Талденкова¹, И.А. Погодина², Х.А.Баух³

(¹Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, e-mail: yaovsepyan@yandex.ru, ²Мурманский Морской Биологический Институт, Мурманск, Россия, ³Академия Майнц/ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия)

Комплексы ископаемых секреционно-известковых бентосных фораминифер моря Лаптевых и реконструкция изменений палеосреды позднего плейстоцена и голоцена

Ya.S. Ovsepyan¹, E.E. Taldenkova¹, I.A. Pogodina², H.A. Bauch³

(¹Moscow State University, Moscow, Russia, ²Murmansk Marine Biological Institute, Murmansk, Russia, ³Mainz Academy of Science, c/o IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

Calcareous benthic foraminiferal assamblages of the Laptev Sea and paleoenvironmental reconstructions during Late Pleistocene and Holocene

На основе анализа данных по ископаемым комплексам секреционно-известковых бентосных фораминифер из отложений шельфа и континентального склона была проведена реконструкция изменений палеосреды моря Лаптевых в послеледниковье. Палеонтологический материал получен из разрезов восьми длинных и дночерпательных колонок, отобранных из разных частей моря Лаптевых в ходе экспедиции ТРАНСДРИФТ V на борту н/с Поларштерн в 1998 году.

Колонки PS51/154-11 и PS51/154-10 взяты из западной части моря Лаптевых, с верхней части континентального склона на глубине 270 м. Колонки с шельфа моря Лаптевых приурочены к областям повышенной мощности морских голоценовых осадков в палеодолинах крупнейших рек региона: Лены (PS51/138-12, гл. моря 45 м; PS51/92-11, гл. моря 32 м; PS51/80-13 и PS51/80-11, гл. моря 21 м), Хатанги (PS51/159-11, гл. моря 60 м) и Яны (PS51/135-4, гл. моря 51 м).

Осадки колонок детально датированы радиоуглеродным ускорительным методом (AMS¹⁴C) в Лейбниц-Лаборатории (Киль, Германия), для анализа использовались раковины моллюсков и смесь бентосных фораминифер и

остракод [1, 2]. Полученные датировки пересчитаны в календарный возраст с помощью программы Fairbanks-2005 [3], при этом предварительно делалась поправка на резервуарный эффект для моря Лаптевых в 370 лет [1].

Наиболее древние находки редких бентосных фораминифер приурочены к осадкам основания колонки PS51/154-11 с экстраполированным возрастом 17.1 кал.тыс.л.н. Массовое присутствие бентосных фораминифер отмечается в осадках этой колонки возрастом 15.6 кал.тыс.л.н. и моложе. Колонки, расположенные на шельфе, содержат комплексы фораминифер, соответствующие по возрасту самому концу позднего плейстоцена и голоцену.

Всего выделено 33 вида бентосных секреторно-известковых фораминифер. Комплексы фораминифер сопоставлены друг с другом и по их смене прослежены изменения палеогидрологических и палеоклиматических условий.

Комплекс с преобладанием прибрежных мелководных видов (*Elphidium incertum*, *E. bartletti*, *Haynesina orbiculare*, *Buccella frigida*, *Elphidiella groenlandica*), характерных для районов, находящихся под воздействием речного стока [4], встречен по всей длине колонок PS51/80-11 и PS51/80-13 с внутреннего шельфа юго-восточной части моря. Также он определен в осадках основания колонок с внешнего шельфа, соответствующих начальной стадии затопления шельфов в ходе послеледниковой подъема уровня моря. Кроме того, в этих комплексах доминирующим видом является *Elphidium clavatum*. Этот оппортунистический вид, встречающийся практически повсеместно, часто достигает высокой численности в стрессовых обстановках с ярко выраженной сезонностью в поступлении питательных веществ [4]. Наиболее ярко его доминирование выражено в осадках основания колонки PS51/159-11 возрастом 12.4–12.2 кал.тыс.л.н.

По мере увеличения глубины моря в ходе послеледниковой трансгрессии состав комплексов фораминифер становился более разнообразным, и в нем росло присутствие относительно глубоководных видов, характерных для внешнего шельфа и континентального склона (*Cassidulina reniforme*, *Stainforthia loeblichii*, *Nonion labradoricum*, *Islandiella* spp., *Melonis barleeanus*, *Astrononion gallowayi*, *Cibicides lobatulus*)[4].

В осадках колонки PS51/154-11 преобладают вышеперечисленные относительно глубоководные виды. В нижней части разреза между 15.6 и 13 кал.тыс.л.н. многочисленны *Cassidulina reniforme*, *Stainforthia loeblichii* и оппортунистический вид *Elphidium clavatum*, подобный состав комплекса свидетельствует о наличии холодных вод с выраженным сезонным поступлением питательных веществ. В то же время, важным компонентом ископаемых комплексов этой колонки является *Cassidulina neoteretis* – вид-индикатор проникновения трансформированных атлантических вод в подповерхностном слое [5]. Особенно многочисленным этот вид является 15.6–12 и 5–2 кал.тыс.л.н. В период времени между 12 и 10 кал.тыс.л.н. в составе комплексов велико было содержание видов, характерных для районов повышенной продуктивности (*Islandiella* spp. *Nonion labradoricum*, *Pyrgo wil-*

williamsoni), например, вдоль кромки дрейфующих льдов. После 8 кал.тыс.л.н. растёт процентное содержание вида *Melonis barleeanus*, который после 5 кал.тыс.л.н. становится одним из доминирующих видов в комплексе фораминифер, что свидетельствует об установлении близких современным относительно глубоководных условий с сезонным поступлением органики.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00849).

1. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin// *Global and Planetary Change*, 2001. V. 31 P.125-139.
2. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem'yankov, S.S., Ovsepyan, Ya.S. Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margins: paleoenvironmental implications of benthic assemblages// *Quaternary International*, 2008. V. 183. P. 40-60.
3. Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-Ch., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M.J. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired ^{230}Th / ^{234}U / ^{238}U and ^{14}C dates on pristine corals// *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 1781–1796.
4. Polyak L., Korsun S., Febo L.A., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.J. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment// *J. of Foraminiferal Research*. 2002. V. 32. N 3. P. 252-273.
5. Lubinski, D.A., Polyak, L., Forman, S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca. 13 ^{14}C ka: foraminifera and stable isotopes// *Quaternary Science Reviews*, 2001. V. 20. P. 1851–1879.

This thesis presents the results of investigation of fossil benthic calcareous foraminiferal assemblages aimed at reconstructing sedimentation and paleoenvironmental conditions in the Laptev Sea during Late Pleistocene and Holocene. Sediment cores PS51/154-11 and PS51/154-10 from the continental slope and PS51/159-10, PS51/138-12, PS51/135-4, PS51/92-12, PS51/92-11, PS51/80-13 and PS51/80-11 from the shelf were subject for investigation. In total, 33 species of 25 genera of benthic foraminifera were identified.

Д.М. Ольшанецкий

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

**Бентосные фораминиферы палеоцена и эоцена Пацифики,
ответ на изменения глубоководной циркуляции**

D.M. Olshanetskiy

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**North-Pacific Paleocene and eocene benthic Foraminifer
Distribution: response to shift in deep-water circulation mode**

Сравнительное изучение палеоценовых и эоценовых комплексов бентосных фораминифер северо-западной и южной Пацифики выявило ряд закономерностей, возможно отражающих реакцию комплексов на палеоокеанологические изменения. Постепенное проникновение более теплых обогащенных питательными веществами масс придонной воды могло стать причиной роста численности и разнообразия сообществ, тогда как внедрение холодных обедненных вод вызывало снижение этих параметров. Сглаживание различий видового состава комплексов северной и южной Пацифики на протяжении палеогена, вероятно вызвано постепенным преобразованием придонных тихоокеанских вод в результате тектонических и океанологических процессов, приведших в результате в конце палеогена к формированию в океане психросферы с однообразными гидрологическими характеристиками придонной воды.

Попыткой выявить региональные особенности распределения палеоценовых и эоценовых ассоциаций бентосных фораминифер Северно-западной Пацифики и их реакцию на изменения гидрологических условий в это время стал анализ батинальных фораминиферовых комплексов из разрезов скважин 883 (51° 11.908' с.ш., 167° 46.128' в.д. [12], Проект океанского бурения, поднятие Обручева), 305 и 577 (соответственно 32° 00.13' с.ш., 157° 51.00' в.д. [9] и 51° 11.908' с.ш., 167° 46.128' в.д. [2], Проект глубоководного бурения, поднятие Шатского). Полученные результаты были сопоставлены с данными по распределению бентосных фораминифер Южной Пацифики – скважина 277 (52° 13.43' ю.ш., 166° 11.48' в.д. [5] Проект глубоководного бурения, плато Кэмпбелл). Палеоглубины для палеогена этих скважин были примерно одинаковы – около 2 км и оцениваются как нижняя батиналь [15]. Осадки представлены преимущественно монотонной толщей писчего мела. Фораминиферы отмывались водой через сито с диаметром ячеей 62 мкм. Выделенные раковины были в основном хорошей сохранности, за исключением керна 86 скв. 883В, где карбонатные раковины подверглись значительному растворению.

Тренд палеопроодуктивности. Палеопроодуктивность обычно принято рассчитывать на основе темпов накопления бентосных фораминифер, обычно –

численность на грамм осадка [3], однако в связи с особенностями материала здесь она оценивалась на основе численности на объем (в данном случае 2 см³ – объем стандартного образца из скважины глубоководного бурения). Эти два способа оценки очевидным образом эквивалентны при знании плотности осадка, но и в противном случае размерность палеопродуктивности остается прежней (см-2 0.1 млн лет-1). Наибольших значений палеопродуктивность достигала в палеоцене, весьма существенно снижаясь в начале раннего эоцена. Численность палеогеновых ассоциаций достигала 300 экземпляров на образец, снижаясь до первого десятка в начале раннего эоцена. В эоцене численность колебалась от 800 до нескольких десятков экземпляров на образец, повышаясь в конце раннего – самом начале среднего и конце среднего эоцена (скв. 883). Палеоценовые ассоциации плато Кэмпбелл были наиболее многочисленны, достигая 1600 экземпляров в палеоцене, в раннем эоцене численность также снижалась менее существенно, достигая 500 экземпляров на образец.

Тренд разнообразия (число видов в образце) в основном совпадает с трендом численности и колеблется в основном в пределах 10–20 видов в образце для всех местонахождений. Ассоциации, в которых доминирует один или два вида, свидетельствующие о неблагоприятных условиях окружающей среды, представлены лишь в начале раннего эоцена. Причем это проявляется в основном в северотихоокеанских разрезах, тогда как разнообразие южнотихоокеанских ассоциаций в это время практически не снижается.

Фаунистические изменения. Палеоценовый комплекс бентосных фораминифер Северной Пацифики весьма схож во всех местонахождениях, за исключением скв. 883 (кern 86), где присутствует лишь специфический комплекс гломоспир, что вероятно вызвано значительным подъемом уровня карбонатной компенсации [12], и представлен в первую очередь доминирующими *Nuttallides truempyi* и *Stensioina beccariiiformis*. Он также характеризуется широко распространенными здесь *Oridorsalis umbonatus*, *Buliminella grata*, *Bulimina velascoensis*, *Qadratobuliminella pyramidalis*, *Aragonia velascoensis*, *Neoeponides* ssp. Палеоцен/эоценовую границу в скв. 305 и 577 пересекают лишь 30 и 15 процентов палеоценовых видов соответственно. В течение всего раннего эоцена происходит заметное обновление комплексов. Новые рода – *Clinapertrina*, *Vulvulina*, *Karrieriella* появляются в этом интервале и становятся многочисленными в эоценовых сообществах, наряду с оставшимися *Nuttallides truempyi* и *Oridorsalis umbonatus*. Одним из доминирующих видов становится *Bulimina semicostata*. Раннеэоценовые ассоциации поднятия Обручева более разнообразны и характеризуются к тому же представителями рода *Cibicidoides* и *Hanzawaia*.

Палеоценовые комплексы плато Кэмпбелл заметно отличаются от северопацифических в первую очередь практически полным отсутствием *Stensioina beccariiiformis* и обедненной фауной булиминид. Здесь доминирующую роль играют *Nuttallinella florealis*, *Tappanina selmensis* и некоторые *Cibicidoides* и

Anomalina, *Nuttallides truempyi* и *Buliminella grata* становятся многочисленными в позднем палеоцене. К концу раннего эоцена, когда доминирующими видами в разрезе скв. 277 становятся *Nuttallides truempyi* и *Oridorsalis umbonatus*, северные и южная ассоциации оказываются весьма схожими между собой.

Обсуждение и выводы. Следует отметить, что распределение численности и разнообразия таксонов бентосных фораминифер в скв. 883 имеет неслучайный характер и совпадает с изменениями глубоководной циркуляции. Увеличение этих параметров совпадает с внедрением в район поднятия Обручева в раннем (~57–52 млн лет) и во второй половине среднего эоцена (~46 млн лет) по данным Пэк и Миллера [11] относительно более теплых, обогащенных питательными веществами глубинных, вероятно низкоширотных водных масс, смешанных с холодной обедненной водой Южного Океана. И наоборот, присутствие в регионе в начале среднего эоцена (52–46 млн лет) только холодной обедненной глубинной воды совпадает с уменьшением численности и разнообразия сообществ. Таким образом, можно предположить, что богатство и разнообразие палеогеновых фораминиферных ассоциаций могло зависеть от насыщенности питательными веществами и температуры придонных вод, что также отмечалось и для современных бентосных фораминиферных сообществ [напр. 1]. Следовательно, если быстрое ($<10^4$ лет) внедрение WSDW [7] привело к глобальному массовому вымиранию сообществ бентосных фораминифер и резкому падению их численности и разнообразия, изменения глубоководной циркуляции, приводящие к постепенному проникновению относительно более теплых водных масс, могло стать причиной роста численности и разнообразия сообществ.

Причиной сглаживания различий в фауне бентосных фораминифер поднятий Обручева и Шатского и плато Кэмпбелл на протяжении палеогена, вероятно, следует считать постепенное преобразование придонных тихоокеанских вод в результате тектонических и океанологических процессов, приведших в результате в конце палеогена к формированию в океане психросферы с разнообразными гидрологическими характеристиками придонной воды.

1. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового Океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 160 с.
2. Heath G.R., Burkle L.H. et al. Init. Repts. DSDP. 1985. V. 86. 804 p.
3. Herguera J.C., Berger W.H. Paleoproductivity from benthic foraminiferal abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific // *Geology*. 1991. V. 19. P. 1173-1176.
4. Katz M.E., Miller K.G. Early Paleogene benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes in the Southern Ocean // *Proc. ODP Sci. Results*. 1995. V. 114. P. 481-512.
5. Kennett J.P., Houtz R.E. Init. Repts. DSDP. 1974. V. 29. 1197 p.
6. Kennett J.P., Stott L.D. Effects of Past Global Change on Life. Washington. DC. Nat. Acad. Press, 1995. P. 94-107.

7. Kennett J.P., Stott L.D. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // *Nature*. 1991. V. 353. P. 225-229.
8. Kennett J.P., Stott L.D. Proteus and proto-oceans: ancestral Paleogene oceans as revealed from antarctic stable isotopic results // *Proc. ODP Sci. Results*. 1990. V. 113. P. 865-880.
9. Larson R. L., Moberly R., Bukry D. et al. Init. Repts. DSDP. 1975. V. 32. 980 p.
10. Miller K.G., Janecek T.R., Katz M.E. et al. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary // *Paleoceanography*. 1987. V. 2. P. 741-761.
11. Pak D.K., Miller K.G. Isotopic and faunal record of Paleogene deep-water transition in the North Pacific // *Proc. ODP Sci. Results*. 1995. V. 145. P. 265-283.
12. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W. et al. *Proc. ODP Sci. Results*. V. 145. 1995. 711 p.
13. Tjalsma R.C., Lohmann G.P. // *Micropaleontology. Spec. Publ.* V. 4. 1983. 90 p.
14. Tomas E. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica) // *Proc. ODP Sci. Results*. 1995. V. 113. P. 571-594.
15. van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edvards A.S. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitane Mem.* V. 11. 1986. 422 p.

The Paleocene and Eocene benthic foraminifers assemblages from Northwest and South Pacific comparative analysis was done. It reveals some response of these benthic foraminifers assemblages to shift in deep-water circulation. The penetration of rather warm nutrient-enriched deep water in the early Eocene and the middle middle Eocene probably was the reason of quantity and diversity increase of assemblages. However, the reason of this parameters decrease was alternate penetration of cold nutrient-depleted deep water during the early to middle middle Eocene. The gradually approach between North and South Pacific Eocene associations was probably related to oceanographic processes, which resulted in the eventual formation of psychrosphere with monotonous hydrologic regime by the end of the Paleogene.

Н.С. Оськина, О.Б. Дмитренко

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

**Изменение поверхностных температур в зоне влияния
Бенгельского апвеллинга в течение плейстоцена**

N.S. Oskina, O.B. Dmitrenko

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

**The Pleistocene Surface Water Temperature Changes
in Influence Zone of the Benguela Upwelling**

Скважина 362, пробуренная в 40-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» на плато Абутмент хребта Фрио (отроги Китового хребта при переходе к континентальному склону Южной Африки, 19°45.45' ю.ш., 10°31.95' з.д.) вскрыла мощный разрез плиоцен-четвертичных осадков, представленных диатомово-кокколитовыми илами. Глубина заложения скважины составила 1325 м. Исследованный разрез включает четвертичные осадки. По нанно-планктону сверху вниз выделены зоны по схеме С. Гартнера (1977):

зона *Emiliana huxleyi* (0–0.27 млн лет) в диапазоне от 362-1-1, 9–10 см до 362-1-2, 93–95 см;

зона *Gephyrocapsa oceanica* (0.27–0.44 млн лет) – в интервале от 362-1-2, 93–95 см до 362-1-5, 9–10 см включительно;

зона *Pseudoemiliana lacunosa* (0.44–0.92 млн лет) – идентифицирована по образцу 362-1-6, 9–10 см, имеет резко сокращенный объем;

зона мелких *Gephyrocapsa* (0.92–1.22 млн лет) и нижняя часть зоны *Pseudoemiliana lacunosa* в разрезе отсутствуют, что связано с предположительным размывом осадков;

зона *Helicosphaera sellii* (1.22–1.51 млн лет), интервал разреза от 362-1, СС до 362-2-1, 120–122 см. Кровля зоны совпадает с таковой зоны *Crenalithus doronocoides* по схеме Д.Бакри. Происходит совмещение последнего нахождения *Helicosphaera sellii* (1.22 млн лет) и *Crenalithus doronocoides* (0.9 млн лет), фиксирующих переход к нижнему плейстоцену;

зона *Calcidiscus macintyre* (1.51–1.65 млн лет) от уровня 362-3-2, 90–92 см до 362-6-3, 90–92 см;

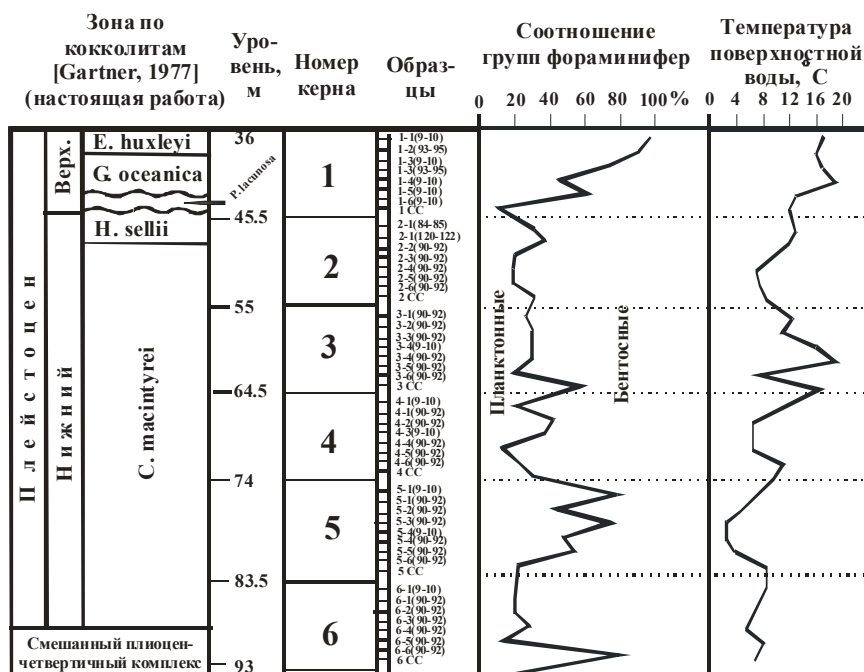
ниже, в диапазоне от 362-6-3, 90–92 см до 362-14-2, 90–92 см осадки включают смешанный плиоцен-плейстоценовый комплекс, точная зональная принадлежность которого не установлена. С уровня пробы 362-14-5, 90–92 см осадки отнесены к зоне *Discoaster brouweri* верхнего плиоцена.

Судя по наличию в составе планктонных фораминифер вида-индекса *Globorotalia truncatulinoides*, разрез скважины 362 в пределах кернов 1-7 принадлежит четвертичному периоду. Начиная с 10-го керна, появляются единичные плиоценовые виды, а с керна 14 разрез отнесен к плиоцену.

Наиболее богатые по видовому разнообразию ассоциации планктонных

фораминифер приурочены к верхнеплейстоценовой части разреза, где присутствуют виды, относящиеся к экваториально-тропической, тропической, субтропической, умеренной и субполярной группам. Общее число видов в этой части разреза достигает 21–23. Доминируют умеренные виды. Реконструированные по ним температуры поверхностной воды достигают 17–19°C.

Вниз по разрезу фиксируются резкие изменения в разнообразии и структуре комплексов фораминифер. Восстановленные по ним температуры обнаруживают тенденцию к постепенному снижению. Отмечено два пика с температурами 19°C – на уровне 362-1-4, 90–92 см среднего и 362-3-4, 90–92 см нижнего плейстоцена. Нижняя часть керна 3 и низ керна 4 отличаются более высокими температурами, формируя теплые пики (рисунок).



Соотношение планктонных, бентосных фораминифер и восстановленные температуры поверхностной воды в четвертичном разрезе скважины 362

Минимальные палеотемпературы 2–4°C реконструированы в нижней части плейстоцена, пробы 362-5-3, 90–92 см, 362-5-4, 90–92 и 362-5-5, 90–92 см. Ассоциации планктонных фораминифер в этой части разреза носят аномальный для этой широты характер, что выражается в низком видовом разнообразии, резком доминировании субполярного вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin (до 97 %) при полном отсутствии субтропических, тропических и экватори-

ально-тропических видов. Появление чрезвычайно холодных, аналогичных полярным и субполярным, комплексов планктонных фораминифер, связано с более мощным подъемом подповерхностных вод и более обширным по площади апвеллингом в раннем плейстоцене.

Биостратиграфические исследования наннофоссилий и планктонных фораминифер позволяют предполагать непрерывное существование Бенгельского апвеллинга на всем протяжении плейстоцена и позднего плиоцена с тенденцией снижения его активности. Район интенсивного апвеллинга, который сейчас располагается значительно южнее, в плейстоцене достигал 19-20° ю.ш. Подъем воды к поверхности происходил с больших, чем сейчас, глубин.

The Pleistocene carbonate microfossils, planktonic foraminifera and nannoplankton, were studied from the Site 362 DSDP section. The biostratigraphic zonation is based on taxonomy and stratigraphic distribution of nannoplankton. Almost all zones of the Gartner scale were determined in Pleistocene section. The study of planktonic foraminifera in sediments let us to reconstruct the history of Benguela upwelling. The presence of the anomalous high concentration of subpolar species *Neoglobobulimina pachyderma* sin. (88–97%) in Quaternary sediments was caused by more intensive upwelling in the past than now.

Д.М. Печерский, А.А. Любушин

(Институт физики Земли имени О.Ю.Шмидта РАН, e-mail: diamar1@front.ru)

Согласованное поведение биозон и геомагнитных инверсий в фанерозое: тайна двух океанов

D.M. Pechersky, A.A. Lyubushin

(Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Moscow)

Coincidence behavior of biozones and geomagnetic reversals in Phanerozoic: the mystery of two oceans

Сопоставлены процессы, происходящие в двух океанах: в ядре Земли (смены полярности геомагнитного поля) и на поверхности Земли (изменения в биоте).

Методика анализа. Для такого анализа составлена шкала геомагнитной полярности фанерозоя [1, 2, 3], а для характеристики изменений в органическом мире построена сводная шкала биозон. И в магнитостратиграфических и биостратиграфических шкалах достаточно много неоднозначно интерпретируемых интервалов, поэтому, для сопоставления магнитостратиграфических и биостратиграфических данных важно было привязать их **к одной и той же** геохронологической шкале. Мы выбрали шкалу – 2008 [3], при этом, согласно российскому стратиграфическому кодексу, нижняя граница кембрия принята 531 Ма.

Построение сводной шкалы биозон шло следующим образом: из обширной литературы выбирались стратиграфические колонки, построенные по разным группам ископаемых организмов, в которых биозоны привязаны к биостратиграфическим ярусам (векам). Возрасты границ ярусов брались по шкале-2008 [3] и внутри этих интервалов времени вычислялись возрасты границ биозон. По этим данным построена шкала биозон фанерозоя. Из общего числа зафиксированных в фанерозое 831 биозоны, 220 – только в одной колонке, 193 – в 2 колонках, в остальных 418 случаях синхронные биозоны присутствуют в трех и более колонках. Под синхронными имеются в виду биозоны, границы которых близки по возрасту $\pm 0,2$ млн лет. Из использованной литературы и из полученных данных видно, что границы биозон, построенных по разным группам ископаемых организмов или для одних и тех же групп для разных регионов, не всегда синхронны, известны также примеры значимого изменения возраста биостратиграфической границы по латерали. Кроме того, естественны заметные расхождения из-за погрешностей в оценке возраста той или иной биозоны. Учитывая сказанное, для совместного анализа обоих временных рядов использованы все 831 биозоны, но с учетом их веса, «вес» биозоны определяется отношением числа синхронных биозон к общему числу колонок для возраста данной биозоны. Для обоих рядов принято окно осреднения 3 млн лет и шаг 1 млн лет.

Для описания степени частотно-зависимой синхронности колебаний в обоих временных рядах произведена оценка симметричного квадрата модуля спектра когерентности. Квадрат модуля спектра когерентности можно грубо назвать квадратом коэффициента корреляции и он равен доле мощности колебаний в той или иной полосе частот. Для оценки применен классический метод усреднения периодограмм и кросс периодограмм [4].

Результаты анализа данных. Из прямого сравнения двух рядов видно, что из общего числа биозон в фанерозое (831) совпадают их границы со сменой полярности геомагнитного поля с точностью до 0,01 млн лет в 48 случаях, в 156 случаях разница между границами магнитохронов и биозон варьирует от 1 до 10 млн лет и более, в 629 случаях – от более 0,1 до 1 млн лет. Подобна картина на уровне биостратиграфических веков: из общего числа веков в фанерозое (97) совпадают их границы со сменой полярности геомагнитного поля только в 15 случаях. Наконец, сравнение границ геологических периодов хроностратиграфической шкалы и гиперхронов магнитостратиграфической шкалы показывает, что только одна из границ геологических периодов и магнитогиперхронов различается в пределах менее 1 млн лет – это нижние границы палеогена и Хорезма. Следовательно, как на уровне смен геомагнитной полярности, биозон, биовеков, так и на уровне смен крупных этапов в эволюции органического мира и геомагнитного поля связи нет.

Связь между процессами в двух океанах, в ядре и на поверхности Земли следует искать в **темпах** изменений событий, а не в совпадении самих событий. Поэтому сопоставим частоту инверсий и смен биозон.

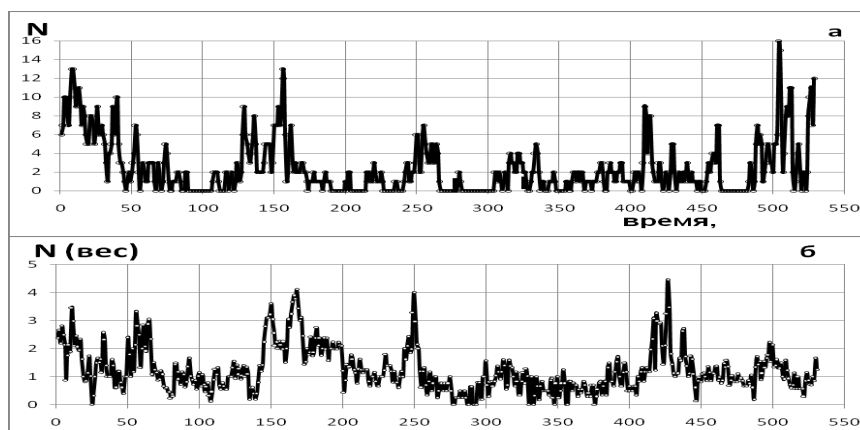


Рисунок. Сопоставление частоты инверсий (а) и биозон (б), осреднение 3 млн лет, шаг 1 млн лет. График 4б для биозон построен с учетом их «веса» (смотри текст)

В общих чертах картина для частот геомагнитных инверсий и биозон очень сходна (рис.). Сходство особенно заметно в длиннопериодной части и свидетельствует о явной согласованности этих процессов, но мы выше показали, что непосредственно между этими событиями связи нет. Об этом говорит и очень слабая корреляция между величиной изменений продолжительности магнитохронов и биозон ($r=0,226$). Ранее отмечалось отсутствие корреляции между числом разнообразий или вымираний семейств морских организмов и частотой инверсий в фанерозое [5] Т.е. синхронность процессов не говорит об их причинно-следственной связи.

Подчеркнем **ритмичность** картины – общие для магнитохронов и биозон бурные процессы в океанах ядра и на поверхности Земли, вызывающие частые смены полярности геомагнитного поля и частые смены биозон, закономерно почти синхронно чередуются со спокойным состоянием, когда редки геомагнитные инверсии и существенно возрастает продолжительность биозон. Особенно следует подчеркнуть большое сходство и синхронность длительных интервалов редких инверсий и редких смен биозон: это интервалы 80–120, 200–240, 270–310, 340–380 и 460–490 млн лет. Сходство общей картины говорит о главной согласованности длительных процессов, а не кратковременных. Это отражает и рост коэффициента корреляции с увеличением интервала осреднения от $r=0,226$ (интервал осреднения 3 млн лет) до 0,375 (интервал осреднения 9 млн лет), но и в последнем случае вероятность корреляции величин амплитуд частот составляет всего лишь 0,15.

Хуже обстоит дело с кратковременными изменениями в числе смен геомагнитной полярности и частоте смен биозон. Как видно из рисунка, резкие пики максимумов тех и других в одних случаях совпадают, в других пики

частоты инверсий «отстают» от частоты смен биозон, и в третьих случаях пики смен биозон «отстают» от пиков частоты инверсий. Самое вероятное объяснение этим расхождениям – неточность увязки магнитостратиграфической и биостратиграфической шкал.

Согласованность темпов изменений смен геомагнитной полярности и смен биозон находит свое отражение в спектрах мощности (Фурье-анализ), где фиксируется серия периодов, из которых совпадают или очень близки периоды 16, 20, ~30, ~50, 60–70, 90–100 млн лет. На вейвлет-диаграммах картина очень сходна для магнитохронов и биозон. По данным вейвлет-анализа прослеживаются колебания продолжительности магнитохронов с периодами 90, 65 и 50 млн лет; колебания продолжительности биозон с периодами 80–90, 60 и 50 млн лет. Перечисленные колебания охватывают значительную часть времени фанерозоя, тогда как колебания с периодами 30 млн лет и менее занимают относительно короткие интервалы. Сделана количественная оценка степени частотно-зависимой синхронности колебаний в обоих временных рядах по симметричному квадрату модуля спектра когерентности [4]. В результате установлено, что ряд периодов (10, 14, 16 и 55–60 млн лет) выделяются высокой синхронностью, их квадратичная когерентность, соответственно, равна 0,56 ($r=0,74$), 0,59 ($r=0,77$), 0,66 ($r=0,81$) и 0,76 ($r=0,87$); для других периодов она заметно меньше.

Логично связать согласованность столь удаленных в пространстве и в сущности своей процессов в двух океанах с особенностями вращения Земли. Предлагается следующий **единый** механизм генерации геомагнитного поля разной полярности, связанный с вращением внутреннего твердого ядра относительно мантии. Мы полагаем, что преимущественная обратная полярность геомагнитного поля в фанерозое [1] обязана вращению Земли против часовой стрелки. И эта полярность будет сохраняться, если вращение внутреннего, внешнего ядра и мантии совпадают или внутреннее ядро их обгоняет. Это вполне вероятно, по следующим соображениям: а) из комплекса наблюдений следует, что внутреннее ядро подвижно и его осевое вращение отличается от вращения Земли в целом [6], б) известно замедление суточного вращения Земли, в течение фанерозоя примерно на 3 часа [7] и теоретически показано, что в этом случае внутреннее ядро обгоняет мантию [8]; в) известны периоды ускорения вращения Земли, например, последние несколько десятков лет [9], и тогда вполне вероятно отставание вращения внутреннего ядра от вращения мантии. В последнем случае возникает относительное обратное движение на границе твердого и жидкого ядра, а значит связанное с ним поле должно иметь противоположный знак, т.е. такой как в настоящее время. Изменение скорости вращения Земли должно выражаться в синхронности процессов на поверхности Земли и в ее ядре, что мы и наблюдаем.

Выводы. а) Границы геологических эр, периодов, веков и биозон, как правило, не фиксируются сменой полярности геомагнитного поля. В то же

время отмечается согласованная, близкая к синхронной ритмичность в общей картине *темпов* изменений в органическом мире и частоты смен геомагнитной полярности.

б) Можно предположить, что смена знака поля связана с границей жидкого и твердого ядра. В таком случае преимущественная обратная полярность геомагнитного поля, обязанная вращению Земли против часовой стрелки, будет сохраняться, если вращение внутреннего, внешнего ядра и мантии синхронны или внутреннее ядро их обгоняет. Если же вращение твердого ядра отстает от мантии, то полярность поля должна быть прямая, как в настоящее время.

в) Закономерную согласованную ритмичность смен геомагнитной полярности и границ биозон можно связать с длительными изменениями скорости вращения мантии Земли и угла наклона оси ее вращения относительно внутреннего ее ядра. Изменения скорости вращения Земли и угла наклона оси ее вращения могут быть связаны с такими процессами как приливная эволюция системы Луна-Земля, эволюция Земли в составе Солнечной системы и в общей эволюции Галактики.

г) Зафиксирован ряд общих для частоты геомагнитных инверсий и биозон периодов от 10 до 80–90 млн лет, что подчеркивает синхронность этих процессов, при этом, если колебания с периодами менее 30 млн лет относительно кратковременны, то колебания с периодами 50 млн лет и более прослеживаются в течение большей части фанерозоя. Количественно показана синхронность периодов 10, 14, 16 и 60 млн лет для смен геомагнитной полярности и границ биозон.

1. Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнитхроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли. 2007. № 10. С. 15–23.
2. Храмов А.Н., Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 34–45.
3. Gradstein F.M., Ogg J., van Kranendonk M. On the Geological Time Scale 2008 // Newsletters on stratigraphy. 2008. V. 43/1. P. 5–13.
4. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007, 228 с.
5. Pechersky D.M. Neogene paleomagnetism: constraints on the processes at the core and surface of the Earth // Russian J. Earth Sci., 1998. eos.wdcb.rssi.ru/rjes98008/rjes98008.htm
6. Авсюк Ю.Н., Адушкин В.В., Овчинников В.М. Комплексное исследование подвижности внутреннего ядра // Физ. Земли. 2001. № 8. С. 64–75.
7. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 384 с.
8. Groten E. and S.M. Molodensky On the mechanism of the secular tidal acceleration of the solid inner core and the viscosity of the liquid core // Studia geoph. et geod., 1999. V. 43. P. 20–34.

9. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. Т. 74, № 8. С. 701–715.

Data about frequency of geomagnetic reversals and changes in the organic world is compared. The general coincidence rhythmical behavior of frequency of reversals and biozones is evidenced for connection of these processes with long changes of speed of rotation of an inner core relative to the mantle in a combination to changes of an angle of slope of an axis of the Earth rotation.

**С.П. Плетнев¹, Е.Д. Иванова², М.В. Черепанова³,
И.В. Уткин¹**

(¹Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: pletnev@poi.dvo.ru, utkin@poi.dvo.ru; ²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток; ³Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток)

**Лито- и биостратиграфическое расчленение верхнечетвер-
тичных отложений центральной части Охотского моря**

S.P. Pletnev¹, Ye.D. Ivanova², M.V. Cherepanova³, I.V. Utkin¹
**Litho- & biostratigraphical sequence of the Late Quaternary
sediments from the central part of the Okhotsk Sea**

В 40-м рейсе нис "Академик Лаврентьев" было получено 20 разрезов колонок донных отложений в центральной части Охотского моря (вдоль меридиана 149°30' от 55°40' до 51°20' по широте). Общая последовательность залегания слоев на профиле одинакова для всех колонок (рис. 1).

С поверхности залегают глинистые и обломочно-глинистые отложения с большим содержанием кремнистых створок диатомей (вплоть до чисто диатомовых илов). Данный горизонт (обозначен как D1) четко фиксируется на всех станциях по характерному рыжевато-бурому цвету (преобладает, согласно цветовому эталону Манселла, Light olive gray – 5 Y 5/2). По имеющимся данным, его нижняя граница имеет возраст примерно 7 тысяч лет назад [1]. Мощность его зависит от рельефа в месте отбора (наибольшая – в ложбинах) и колеблется от 10 см до более полутора метров. Похожий (по составу и цвету) горизонт отмечен в нижних частях четырех колонок (LV40-03, -04, -12, -20, обозначен как горизонт D2). Мощность его невелика (10–20 см).

Еще один отмеченный маркирующий горизонт – прослой вулканического пепла крупноалевритового состава (до 10 см толщиной). Он имеет сложную тонкослоистую текстуру, в верхней части – градиационную; в средней части наблюдается как однородная слоистость, так и сложное наложение градиационных струй разного порядка. У него имеется характерный красно-

ватый оттенок (палево-розовый, Pale red, 5 R 6/2). По этим характеристикам – это может быть только прослой K2 с возрастом 26 тыс. лет назад [1]. В северной части разреза его нет. Данный прослой связывают с извержением при образовании кальдеры Немо-III на курильском острове Онекотан.

Осадки выше и ниже горизонтов K2 и D2 (пачка А на рисунках) ничем не примечательны. Они представлены однообразными серо-зелеными глинистыми и обломочно-глинистыми разностями (цвет по эталону – Dusky yellow green, 5 GY 5/2). На двух станциях (LV40-18 и -19) внизу разреза пачки А отмечен светлый горизонт с большим количеством планктонных фораминифер.

В нижней части примерно половины колонок достаточно резко появляются плотные и очень плотные осадки (пачка В). Здесь подозревается стратиграфический перерыв. Есть некоторое отличие и в цвете (преобладающий цвет по эталону – Grayish green, 10 GY 5/2).

Подробно изучена самая южная колонка, отобранная на пологом склоне возвышенности Института Океанологии (51° 27',16 с.ш., 149° 30'.00 в.д., глубина моря – 1186 м, длина керна – 420 см) (рис. 2).

В колонке выделено пять биостратиграфических горизонтов, соответствующих морским изотопным стадиям (MIS 5с – MIS 1) в интервале 120 тыс. лет назад – по настоящее время. Темноцветный литологический горизонт D2 оказался соответствующим фазе MIS 5а и, таким образом, ранее не отмечался. Ранее был описан аналогичный более древний горизонт, соответствующей фазе MIS 5е (Gorbarenko et al., 2002).

Оказалось, что климатостратиграфические построения в Охотском море, основанные на обилии представителей только одной биостратиграфической группы, не всегда оправданы. На примере последнего климатического цикла при переходе от холодных условий к теплым (голоцену) отмечена последовательная кульминация увеличения численности биофоссилий: бентосные фораминиферы – планктонные фораминиферы – диатомеи.

Глобальные палеоклиматические изменения не так ярко отразились на составе биоты Охотского моря, как это имело место в более южном Японском море. Это в значительной степени затруднило выделение границ климатостратиграфических горизонтов, особенно горизонта III.

Возрастание роли дизоксидной группы бентосных фораминифер в теплые эпохи может свидетельствовать о повышении биопродуктивности верхнего слоя воды и увеличению потока $C_{орг.}$ на дно водоема. Высокое содержание оппортунистических видов в комплексах бентосных фораминифер, сформированных в холодные периоды, указывает на экстремальные условия обитания с периодически малым поступлением органики на дно и эпизодическим недостатком кислорода.

Необходимо дополнительное изучение современной фауны планктонных фораминифер в Охотском море для возможного использования видов

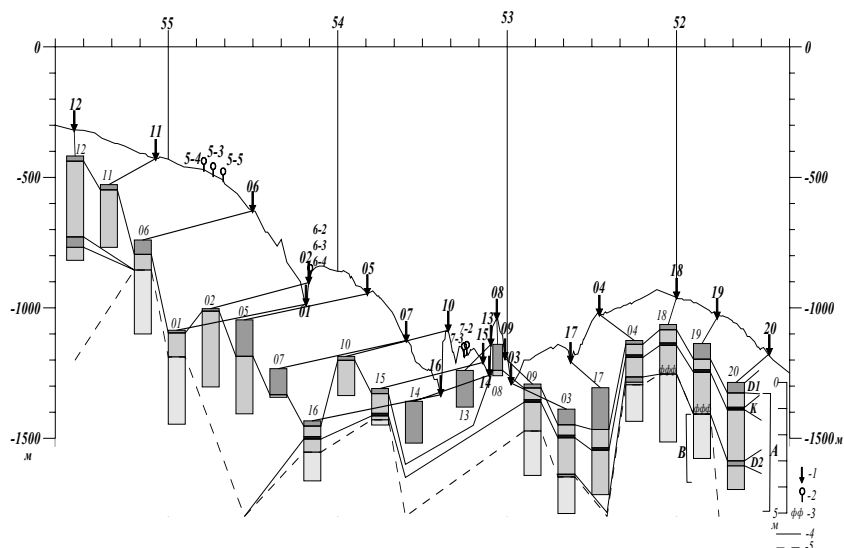


Рис. 1. Схема предполагаемой литостратиграфической корреляции колонок донных отложений, отобранных в 40-м рейсе нис "Академик Лаврентьев". 1 – станции 40-го рейса нис "Академик Лаврентьев" (нумерация – без начальной аббревиатуры LV40); 2 – станции 27-го рейса нис "Академик Лаврентьев" (нумерация – без начальной аббревиатуры LV27); 3 – линзовидный прослой планктонных фораминифер (на станциях 18 и 19); 4 – границы горизонтов (согласные); 5 – возможный стратиграфический перерыв. *Примечания.* 1. На горизонтальной оси отмечена широта (северная) отбора проб в градусах (профиль пройден строго по меридиану 149°30'). 2. Верхнее начальное положение для разреза каждой колонки пропорционально глубине отбора (согласно вертикальному масштабу профиля поверхности дна); масштабные линейки для профиля поверхности дна и разрезов колонок приведены на рисунке

Globigerina bulloides и *Globorotalia scitula* в качестве трассеров апвеллинга и промежуточных тихоокеанских водных масс.

Наши исследования еще раз показали, что океанография Охотского моря, как окраинного бассейна, определялась не только глобальными процессами, но и во многом активностью водообмена с Тихим океаном.

1. Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S., Southon J.R., Kaiser A. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*. 2002. V. 183. P. 107–129.

The sequence of the Late Quaternary sediments has been studied for the meridional core profile across the central part of the Okhotsk Sea. Among twenty cores, southern one has been investigated extensively. Litho- & biostratigraphic

horizons have been related to marine isotopic stages (MIS 1 – MIS 5c, 120000 YBP – present time). The next successive row has been established according to the increase of the biofossil numbers (at the transition from cool conditions to warm ones, when the last climatic cycle has been taken as an example): benthic foraminifers – planktonic foraminifers – diatoms. The Okhotsk Sea oceanographical conditions determined, in many respects, the water exchange activation with the Pacific Ocean.

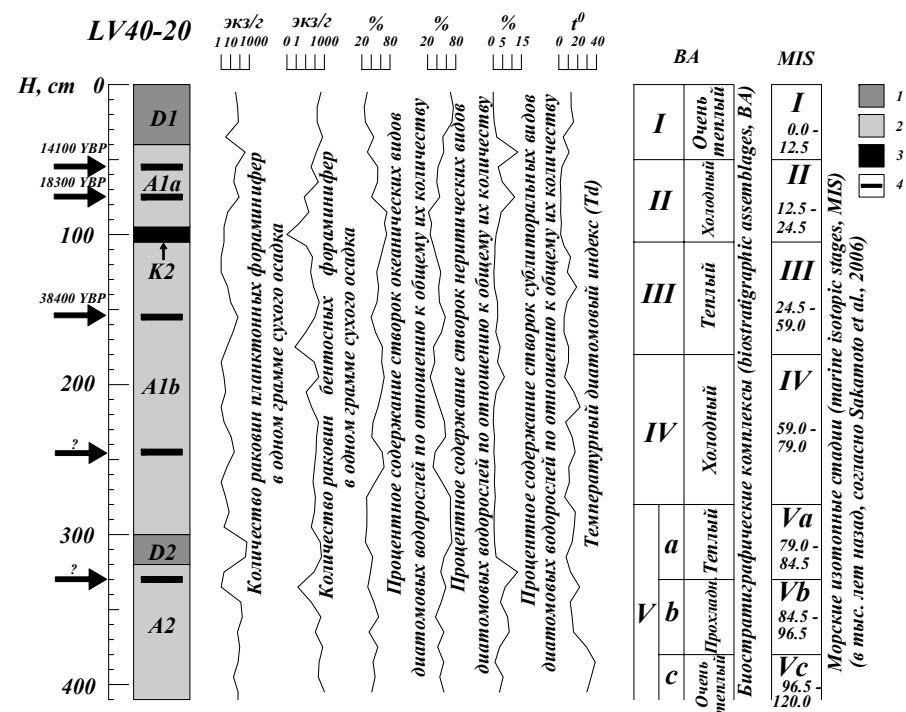


Рис. 2. Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений по разрезу колонки LV40-20.
 1 – пелит алевритовый обломочно-глинистый с повышенным содержанием кремнистых частиц; 2 – пелит алевритовый обломочно-глинистый; 3 – алеврит крупный витрокластический; 4 – место определения абсолютного возраста. Литостратиграфические горизонты (D1, D2, A1a, A1b, A2, K2) описаны в тексте

А.К. Райский, Е.П. Турпаева, О.Н. Зезина

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

**Геоморфологические и гидрологические предпосылки
и преграды при расселении донных беспозвоночных
животных в Арктическом бассейне
(на примере пикногонид и брахиопод)**

A.C. Raysky, E.P. Turpaeva, O.N. Zezina

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

**Geomorphologic and hydrologic prerequisites and hindrances
for settling of bottom invertebrates in the Arctic Basin
(as it is seen on Pycnogonida and Brachiopoda)**

Расселение родов и видов донных беспозвоночных, обитающих в настоящее время в Арктическом бассейне, удастся проследить только начиная с плейстоцена. По крайней мере для брахиопод, имеющих североциркумполярные арктическо-бореальные ареалы (*Hemithyris psittacea* и *Glaciarcula spitzbergensis*), самые ранние находки известны из миоценовых отложений Западной Европы и Японских островов, а на Таймырском полуострове (в бассейне реки Пясины) – только из отложений Казанцевского горизонта ресс-вюрмского межледниковья 65–100 тыс. лет назад.

Преградами к заселению Арктического бассейна можно считать не только геоморфологические особенности Северного Ледовитого океана (рис. 1), но и гидрологические фронтальные зоны (рис. 2), препятствующие проникновению видов в Арктику и разделяющие Арктический бассейн на участки, которые характеризуются различиями режима температуры, солёности, биологической продуктивности, а также возможными источниками пополнения систематического состава фауны (в частности, донных беспозвоночных).

Среди таких прикрепленных фильтраторов эпибентоса, как брахиоподы, высокоширотный набор видов в Северном полушарии весьма ограничен. Кроме двух ранее упомянутых североциркумполярных видов (*H. psittacea* тихоокеанского происхождения и *G. spitzbergensis* – атлантического), в юго-западную часть Арктики проникают североатлантические виды *Novocrania anomala*, *Cryptopora gnomon*, *Terebratulina retusa*, *Dallina septigera*, *Macandrevia cranium*. Для трех последних, обладающих крупными раковинами с высоко развитыми (морфологически продвинутыми) брахиальными скелетами, граница их распространения из Атлантики на северо-восток проходит у берегов Мурманского полуострова, где воды Полярного фронта соприкасаются с дном, что хорошо известно и для других донных беспозвоночных атлантического происхождения. Для мелкораковинных морфологически упрощенных эврибатных видов *N. anomala* и *C. gnomon* проникновение из Атлантики оказалось возможным вдоль материкового склона Евразии вплоть

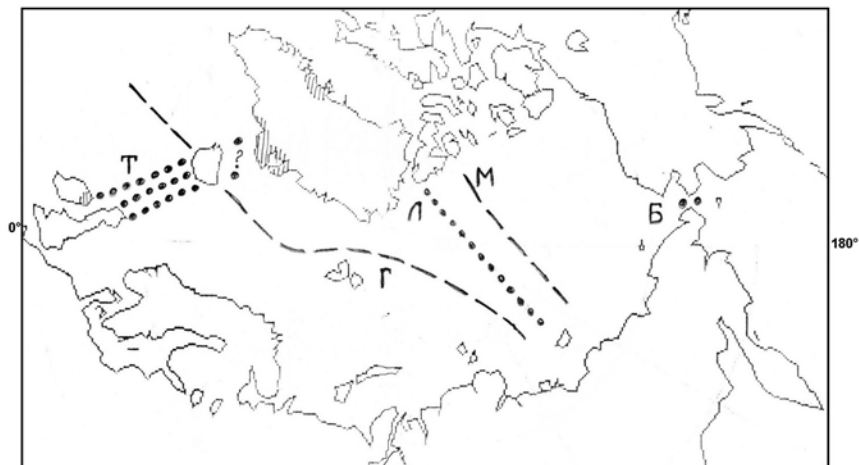


Рис. 1. Геоморфологические барьеры для бентосных фаун в плиоцене по [2] ex parte. Пунктиром показаны подводные хребты: Г – Гаккеля, М – Менделеева; точками – гипотетические мосты: Т – Туле, Б – Берингийский, Л – Ломоносова; штриховкой показаны нахождения нижнекайнозойских базальтов

до Земли Франца-Иосифа на глубинах, омываемых относительно теплыми промежуточными водами атлантического происхождения.

Таким образом, на примере брахиопод, можно видеть, что заселение Северного Ледовитого океана с запада является многоступенчатым и определяется в основном гидрологическими особенностями бассейна и пределами климатической толерантности видов. Признаков видообразования у брахиопод в Арктическом бассейне не обнаружено.

Среди свободно передвигающихся плотоядных донных беспозвоночных – морских пауков (пикногонид, или многоколенчатых) мы находим значительно большее видовое обилие: в Арктическом бассейне обитает 47 видов и подвидов этих животных. Среди них преобладают арктическо-бореальные виды, как атлантического, так и тихоокеанского происхождения. Характерный пример заселения пикногонид из Атлантического океана представляет род *Nymphon* (рис. 3), для которого убывание количества видов от Баренцева моря к Чукотскому согласуется с особенностями переноса поверхностных и промежуточных вод (рис. 4), как и приповерхностных воздушных масс, в Арктическом бассейне [9, 10].

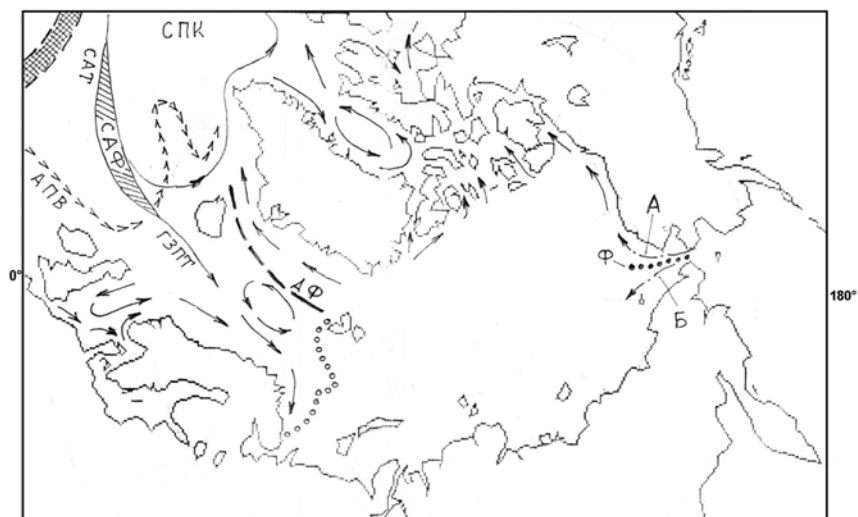


Рис. 2. Гидрологические предпосылки и преграды для расселения донных беспозвоночных на западе и востоке Арктического бассейна.

Схема поверхностной циркуляции и придонных течений в Северной Атлантике по [3]: СПК – субполярный круговорот; САФ – субполярный (=субарктический) фронт (клетчатой штриховкой показано его расположение 18 тыс. лет назад – в плейстоцене); САТ – Североатлантическое течение; ГЗПТ – глубинное западное пограничное течение; АПВ – течение трансформированных антарктических придонных вод. Схема течений в Северном и Норвежском морях, в море Бофорта, в проливах Канадского архипелага и АФ – арктический фронт по [7]. Кружками показана граница Бореальной и Арктической областей на дне Баренцева моря по [1]. В Беринговом проливе и Чукотском море: А – ядро аляскинской водной массы и средняя линия потока, Б – ядро берингоморской водной массы и средняя линия потока по [4, 9], Ф – шельфовый фронтальный раздел по продукционным характеристикам бентоса по [6]

Существенная неоднородность гидрологического режима в западной и восточной частях Арктики и различия в продуктивности вод на евразийских и североамериканских шельфах создают биогеографический градиент для вселяющихся видов, а такие геоморфологические обстоятельства, как открытие и закрытие Берингова пролива и поочередное усиление влияния то атлантической, то тихоокеанской фауны совместно оказались предпосылками и преградами для ее расселения с преобладанием в голоцене решающего влияния гидрологического фактора.

Для обитающих в арктических морях пикногонид рода *Achelgia*, ведущих свою историю из северной части Тихого океана, отмечен процесс закрепле-

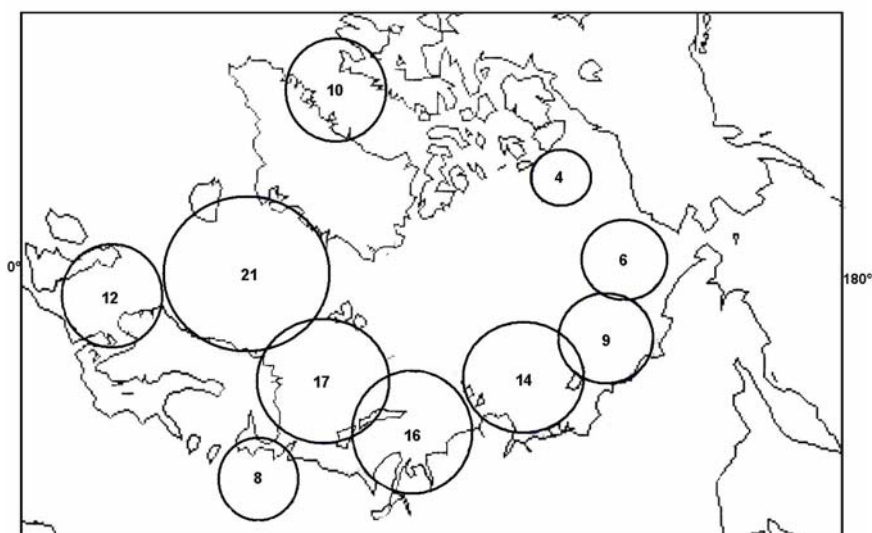


Рис. 3. Распределение рода *Nymphon* по количеству видов и подвидов в каждом из морей

ния в филогенезе ювенильных морфологических признаков у половозрелых и размножающихся особей [5], то есть высокоширотный педоморфоз, определяющий автохтонное видообразование в экстремальных условиях мелководий евразийских морей.

1. Анисимова Н.А. Иглокожие Баренцева моря // Современный бентос Баренцева и Карского морей / Отв. ред. Матишов Г.Г. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2000. С. 228-360.
2. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 250 с.
3. Дмитренко О.Б., Сивков В.В., Русаков В.Ю. Позднечетвертичные миграции субарктического фронта Северной Атлантики (по литологии и микрофоссилиям) // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 262-277.
4. Коучмен Л.К., Шигаев В.В. Шельфовая экосистема: физические аспекты ее изучения // Исследование экосистем Берингова и Карского морей / Под ред. Израэля Ю.А., Цыбань А.В. М.-СПб: Гидрометеиздат. 1992. С. 37-63.
5. Райский А.К. О педоморфном видообразовании в Арктическом бассейне на примере морских пауков (Русноgonidae). В печати.
6. Сиренко Б.И., Колтун В.М. Бентические процессы на мелководном шельфе северной части Берингова моря и в Чукотском море // Исследование экосистем Берингова и Чукотского морей / Под ред. Израэля Ю.А., Цыбань А.В. Москва-СПб: Гидрометеиздат. 1992. С. 443-465.

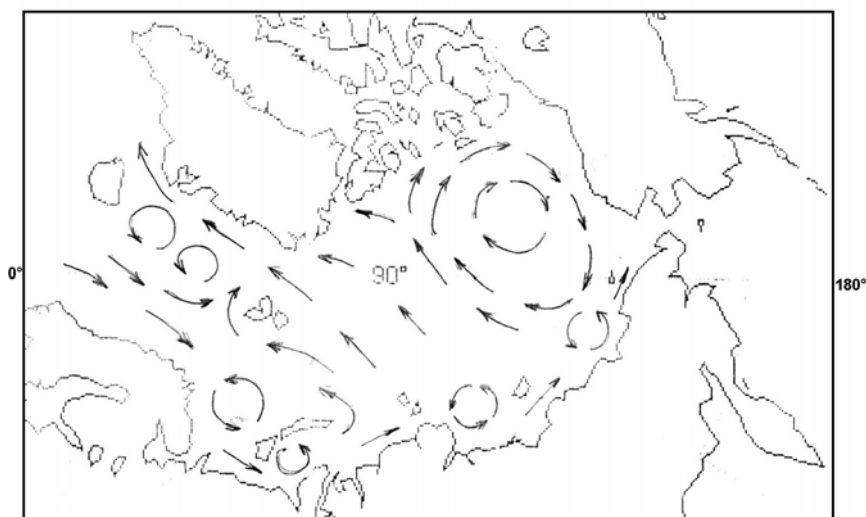


Рис. 4. Схема циркуляции поверхностных и промежуточных вод [10], а также приповерхностных воздушных потоков в бассейне Северного Ледовитого океана по [8]

7. Суховей В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
8. Фролов И.Е. (отв. ред.). Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане за 2007 год. СПб.: ААНИИ, 2008. 80 с.
9. Эймос А.Ф., Коучмен Л.К. Изменение свойств водных масс в мелководной шельфовой зоне // Исследование экосистем Берингова и Чукотского морей / Под ред. Израэля Ю.А., Цыбань А.В. М. – СПб: Гидрометеиздат, 1992. С. 63-74.
10. Herman Yv. (ed.). The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology, Biology. N.Y.: Van Nostrand Reinhold Co. 1989. 888 p.

Geomorphologic circumstances play the role of historical possibility to populate the Arctic Basin beginning from Pleistocene, opening and closing of the Bering Strait regulate entering of Pacific elements. But recent distribution of sea-spiders and brachiopods and their penetration from the North Atlantic depend mainly on hydrological circumstances and on species toleration. Sea-spiders show the pedomorph way in speciation on the northern shelf of Eurasia.

Э.П. Радионова, Л.А.Головина

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

**К вопросу об аналогах мессинских отложений
и «мессинском перерыве» в Черном море**

E.P. Radionova, L.A.Golovina

(Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**On the correlatives of the Messinian deposits and the Messinian
hiatus in the Black Sea**

Результаты глубоководного бурения в Черном море (DSDP, leg 42B) уже 30 лет вызывают дискуссии. Отложения, пробуренные скважинами 380\380A и 381 в Прибосфорском борту Черноморской впадины содержат преимущественно солоновато-водные и пресноводные микрофоссилии, что затрудняет биостратиграфическое обоснование возраста осадка. Изучение диатомей, группы наиболее широко представленной в обеих скважинах, выявили две точки зрения: (1) пробуренные толщи отвечают плиоцен – четвертичным отложениям, с перерывами внутри толщи [1] непрерывной последовательности верхне-миоцен-четвертичных отложений [2]. Первая точка зрения стала официальной позицией участников рейса [3]. Вторая, помимо российских участников рейса [4], была поддержана К.Hsu [5]. Им была предложена литостратиграфическая корреляция осадков всех трех скважин, основанная на анализе литологии, геохимии осадка и привлечения биоты как палеоэкологического индикатора. На этих основаниях он установил одинаковую последовательность литостратонов скв. 380 и 381 (рис. 1). Наиболее надежными для корреляции он считал содержащие сидерит пачки 3 скв. 381 и IVa скв. 380A и брекцию пачки 6 скв. 381 и пачки IVd скв. 380A. Брекцию он соотносил с верхним миоценом и считал, что они сформировались во время мессинского осушения Понтического бассейна [6].

В последние годы заметно возрос интерес к мессинским событиям в Восточном Паратетисе. Так, по сейсмическим данным, [7] предположили существование Мессинской эрозионной поверхности в кровле брекции в скв. 381 и 380A, однако вопрос о палеонтологической датировке этих отложений ими даже не обсуждался.

Из материалов рейса 42A DSDP, хранившихся в Институте Океанологии нами были изучены диатомеи и наннопланктон из микрослоистой карбонатной пачки IVe скв. 380A, ранее отнесенной к верхнему сармату [2]. Нижняя часть пачки (core 67-64-6) представляет собой циклическую толщу с чередованием (1) темных ламинированных мергелей, содержащих до нескольких процентов диатомей и алевролитов, (2) ламинированных карбонатов, (3) неламинированных карбонатов. Верхняя часть пачки (core 64-2-4 – 60) представлена чередованием карбонатов типов (2) и (3).

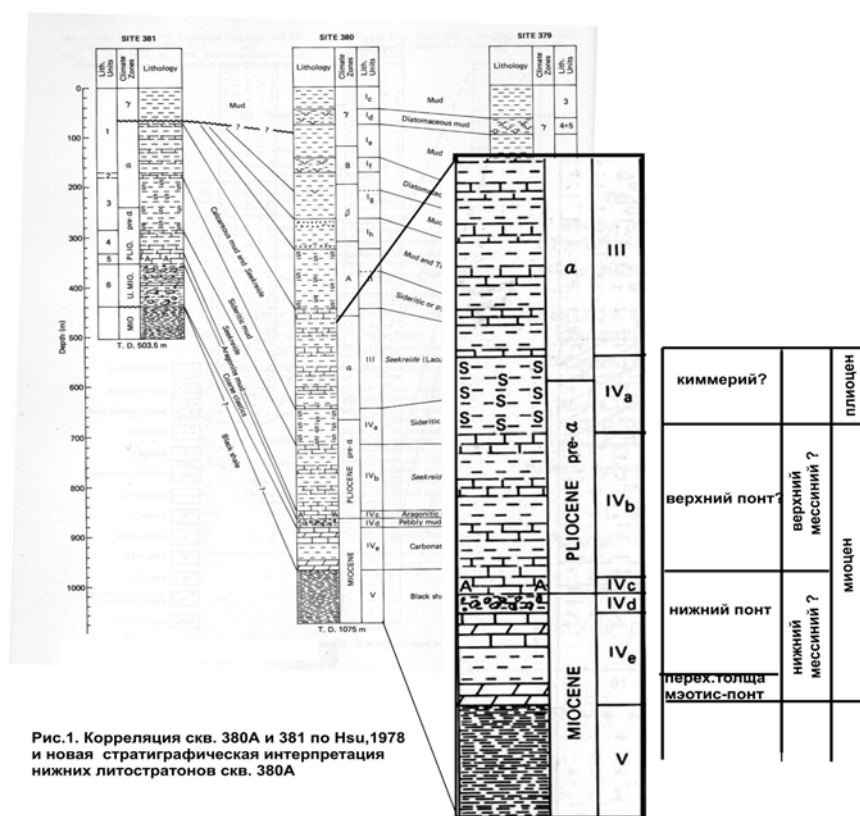


Рис.1. Корреляция скв. 380А и 381 по Hsu, 1978 и новая стратиграфическая интерпретация нижних литостратонов скв. 380А

В core 65 и 64-6 нами был обнаружен комплекс наннопланктона, содержащий *Braarudosphaera*, и морские диатомеи, представленные преимущественно планктонными видами, типичными для «переходной толщи мэотис – понт» [8], т.н. «слои с *Actinocyclus ehrenbergii*». Ритмичность строения и состав микропланктона свидетельствуют о формировании толщи в условиях прерывистой связи с открыто-морским бассейном. Отложения, по диатомовым датировкам, имеют возраст в интервале 6.3–6.1 млн л. Выше (core 64-4-62) в составе диатомей появляется все больше бентосных видов, солоноватоводных и пресноводных. В верхней части пачки (core 62) диатомовый планктон полностью отсутствует, наннопланктон резко обеднен, что свидетельствует об достаточно резком обмелении бассейна и прерывании связи со Средиземноморьем.

Вышележащую брекчию (пачка IVd, core 59-58) Ross and Neprochnov [3] описывали как отложения супралиторали. Предполагается, что это – время перерыва, с которым Gillet et al. [7] связывают «мессинскую эрозионную поверхность».

На брекчию налегают турбидиты, которые вверх сменяются черными ритмично-слоистыми глинами пачки IVc, с морскими планктонными диатомеями, среди которых встречается несколько видов *Thalassiosira*, неизвестных из нижележащих отложений. В комплексе доминирует *Actinocyclus ostonarius* = *A. ehrenbergii*. На этом основании, А.П. Жузе и В.В. Мухина [2] считали эти отложения мзотисом, точнее аналогом слоев с *Actinocyclus ehrenbergii*, установленных А.П. Жузе в таманских разрезах. В составе нанопланктона вновь появляются *Braarudosphaera*.

Литологическое строение и состав микропланктона пачки IVc сходны с пачкой IVe, поэтому мы связываем эти отложения с новым кратковременным морским импульсом, пришедшим из Средиземноморья и нарушившим изоляцию Понтического бассейна.

Характер контакта с вышележащими отложениями слоистых карбонатов и мергелей (пачка 4b), содержащих эндемичный комплекс диатомей не ясен. По литологическому составу эта пачка может соответствовать верхнему понту, а пачка IVa, сложенная глинами с прослоями сидерита, легко коррелируется с киммерием.

Микрослоистые глины пачки IVe, брекчию и микрослоистые глины пачки IVc, интерпретируются как отложения переходные от мзотиса к понту и отложения нижнего понта и коррелируются с нижним мессинием.

Таким образом, обмеление Понтического бассейна и отложение брекчии происходило в раннемессинское время. Для точной датировки этого интервала данных пока не достаточно, но интерпретировать его как «мессинскую эрозионную поверхность», синхронную со средиземноморской, пока преждевременно.

1. Schrader, H.-J., 1978. Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians and chrisomonads // D.A. Ross, Y.P. Netrochnov (eds.). Int. Repts. DSDP, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. P. 789-902.
2. Jousé A.P. & Mukhina V.V., 1978. Diatoms units and the paleogeography of the Black Sea in the late Cenozoic (DSDP Leg 42B) // D.A. Ross and Y.P. Netrochnov (eds.). Int. Repts. DSDP, 42 (part 2) U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. P. 903-950.
3. D.A. Ross, Y.P. Netrochnov (eds.). Int. Repts. DSDP, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. 1244 p.
4. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1980. 212 с.
5. Hsü K.J., 1978. Correlation of Black Sea sequences // D.A. Ross and Y.P. Netrochnov (Editors), Int. Repts. DSDP, 42 (part2) U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. P. 489-497.
6. Hsü K.J. & Giovanoli F., 1979. Messinian event in the Black Sea // Paleogeogr. Palaeclimatol., Paleoecol. V. 29. P. 75-93.

7. Gillet H., Lericolais G., Rehault J.-P., 2006, Messinian event in the Black sea: Evidence of a Messinian erosional surface // *Marine Geol.* V. 244 (1-4). P. 142–165.
8. Радионова Э.П. Головина Л.Г. Морская толща пограничных отложений мзотиса-понта Таманского полуострова: стратиграфическое положение и палеогеографическая интерпретация // *Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии...* Мат. Всероссийского науч. совещ., Москва, 13 апр. 2009. С. 100–108.

The reinvestigation of diatoms and nannofossils from Site 380A, Leg 42B DSDP, provided the revision of the age of the lower lithologic units. The microbedded clays (unit IVe), breccia (unit IVd), and microbedded clays (Unit IVc) are interpreted as transitional Maeotian–Pontian and Lower Pontian sediments and are correlated with the Lower Messinian. The presence of the “Messinian hiatus” in the Site 380A sediments is discussed.

**Н.Г. Разжигаева¹, Л.А. Ганзей¹, Т.А. Гребенникова¹,
Е.Д. Иванова¹, В.М. Кайстренко², А.А. Харламов³**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: nadyar@tig.dvo.ru, ² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: victor@imgg.ru, ³ Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, e-mail: harl51@mail.ru)

Осадки Симуширского цунами 2006 г.: состав и биофоссилии

**N.G. Razzhigaeva¹, L.A. Ganzey¹, T.A. Grebennikova¹,
E.D. Ivanova¹, V.M. Kaistrenko², A.A. Harlamov³**

(¹Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok,

² Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk,

³Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Simushir tsunami 2006 yr. deposits: composition and biofossils

Во время обследования проявления цунами, вызванного Симуширским землетрясением 15 ноября 2006 г. [1, 2] были отобраны осадки цунами на побережье о-вов Симушир и Матуа. Целью работы является анализ особенностей осадконакопления и биофоссилий (диатомовые водоросли, бентосные фораминиферы). Для выяснения источников материала были также изучены осадки пляжа, древних штормовых валов и дюн. Установлено, что гранулометрический состав осадков довольно разнообразен даже в пределах одного острова и сильно зависит от источника материала.

На о. Симушир на побережье бух. Душная осадки цунами представлены среднезернистыми хорошо сортированными песками с модами 0.315–0.4 мм, реже – 0.25–0.315 мм (рис. 1). На участках, где происходила эрозия террасы, сложенной грубым валунно-галечным материалом, и нижних частей

слонов, встречаются пятна гравия с разнозернистым песком с полимодальной кривой распределения (моды 1.6–2; 3–4; 5–7 мм). В центральной части бухты осадки, в основном, сложены материалом, перенесенном цунами за счет размыва древних штормовых валов. При удалении от уреза воды осадок становится тоньше, существенно сокращается примесь грубых фракций. На участке развития дюн осадки цунами, практически, идентичны дюнным пескам. В осадках цунами обнаружены прибрежно-морские, неритические и океанические диатомеи. Преобладают бентические прибрежно-морские *Cocconeis stauroneiformis*, *C. costata*, *C. scutellum* var. *morrisii*, *C. californica*, *C. pellucida*, *C. verrucosa*, *C. interrupta*, *Synedra kamtschatica*, *Grammatophora angulosa*, *Navicula entoleia*, *N. directa*. На участках берега, где происходила активная эрозия, створки сильно изломаны. В районе развития песчаных аккумулятивных форм створки диатомей имеют лучшую сохранность, многие створки вида *Synedra kamtschatica* найдены в колониях. Из глубоководных встречены фрагменты *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira gravida*, *Th. trifulta*, *Thalassiosira* sp., *Porosira glacialis*. В осадках цунами встречены и пресноводные диатомеи, отвечающие болотным или почвенным обстановкам. Обнаружены также обломки ракушки, макроводорослей, остатки морских ракообразных и фрагменты бисуса мидии. Состав осадков цунами и комплекс морских диатомей свидетельствуют, что основными источниками материала был размыв береговых аккумулятивных форм и подводного берегового склона.

На о. Матуа (бух. Двойная) изучены осадки цунами, найденные в старой японской водокачке, не переработанные ветром и дождем. Здесь был образован покров валунно-галечного материала с разнозернистым песком и гравием (мощность до 0.3 м). Осадок плохо сортирован, кривые распределения фракций полимодальные (моды 2–3, 3–4, 1.25–1.6; 0.4–0.5; 0.25–0.315 мм) (рис. 2). В осадках обнаружено 34 формы сублиторальных, неритических и океанических видов диатомей. Доминируют сублиторальные бентические: *Cocconeis costata* (до 40 %), *C. scutellum* (6,3 %), *C. californica* (2,6 %), *C. verrucosa*, *Amphora costata* (8 %), *Grammatophora hamulifera* (9,6 %), *Navicula directa* (3,6 %), *Diploneis smithii*, *Navicula dithmarsica*, *Lyrella forcipata*, *Istmia nervosa*, *Nitzschia littoralis* и планктонные *Aracnoidiscus ehrenbergii*, *Trachyneis aspera*, *Coscinodiscus nitidus*, *Odontella aurita*. Найдены солоноватоводные *Planothidium hauckianum*, *Tabularia tabulata*, *Amphora coffeaeformis* и др. Из неритических и океанических встречены *Thalassiosira eccentrica*, *T. nordenskiöldii*, *T. kryophila*, *T. gravida*, *T. pacifica*, *T. leptopus*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Neodenticula seminae*, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Chaetoceros* sp. и *Stephanopyxis* sp. Многие створки изломаны. Обилие диатомей, обитающих в прибрежной зоне моря, свидетельствует о том, что волна, в основном, захватывала материал с мелководья. Пресноводные диатомеи малочисленны (26 форм).

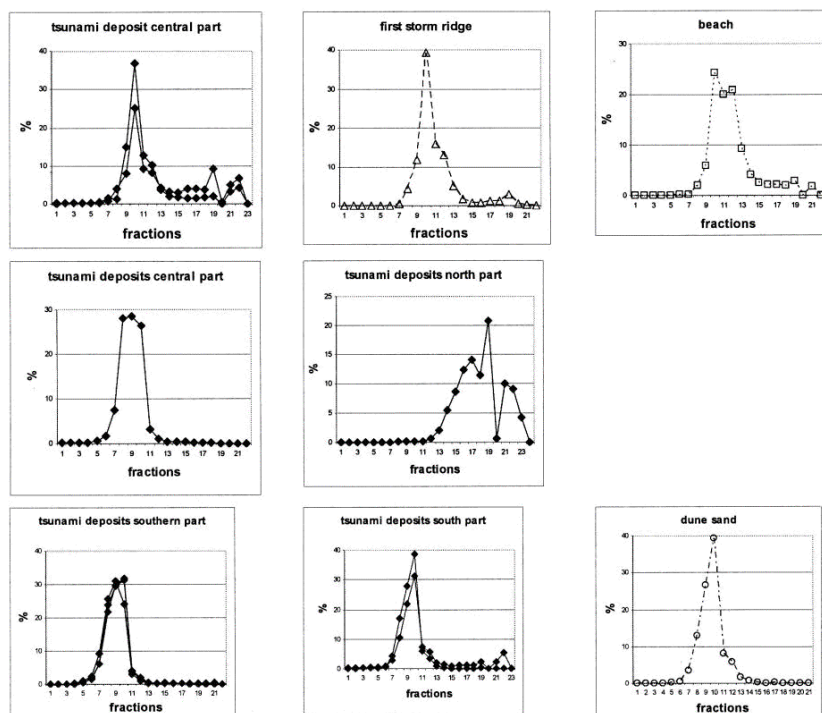


Рис. 1. Гранулометрический состав осадков цунами и других прибрежно-морских фаций бух. Душная, о. Симушир.

Фракции: 1 < 0.05; 2 – 0.05-0.063; 3 – 0.063-0.08; 4 – 0.08-0.1; 5 – 0.1-0.125; 6 – 0.125-0.16; 7 – 0.16-0.2; 8 – 0.2-0.25; 9 – 0.25-0.315; 10 – 0.315-0.4; 11 – 0.4-0.5; 12 – 0.5-0.63; 13 – 0.63-0.8; 14 – 0.8-1; 15 – 1-1.25; 16 – 1.25-1.6; 17 – 1.6-2; 18 – 2-3; 19 – 3-4; 20 – 4-5; 21 – 5-7; 22 – 7-10; 23 – > 10 мм.

В этой части бухты пляж представляет собой навал крупных глыб, на них встречен песок, оставленный цунами, осадок лучше сортирован, кривые распределения имеют уплощенную форму, в близких пропорциях находятся частицы фракций от 0.5 до 1.25 мм. В северной части бухты на террасовидной поверхности цунами оставило покров умеренно сортированного крупнозернистого песка с гравием. Кривые распределения имеют моды 0.8-1 мм, близкую к пескам пляжа, и 3–4 мм (рис. 2).

На побережье бух. Айну, где были максимальные заплески цунами (до 20 м), осадки цунами представлены средnezернистыми хорошо сортированными песками, залегающими пятнами. Состав осадков мало меняется по профилю (рис. 3), характерны одно (мода 0.315–0.4 мм), и бимодальные

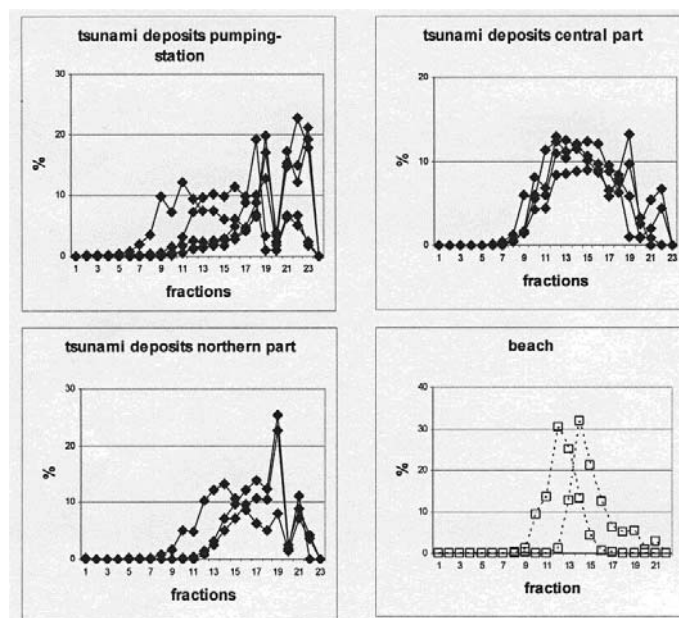


Рис. 2. Гранулометрический состав осадков цунами и других прибрежно-морских фаций бух. Двойная, о. Матуа

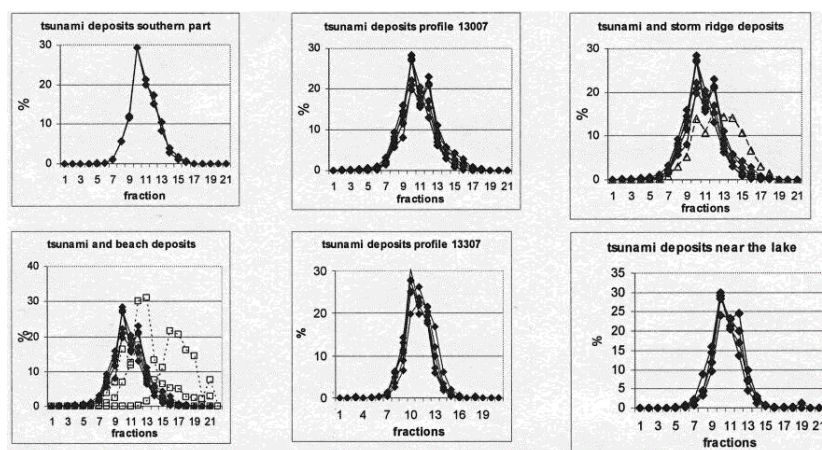


Рис. 3. Гранулометрический состав осадков цунами и других прибрежно-морских фаций бух. Айну, о. Матуа

кривые распределения (появляется мода 0.5–0.63 мм). Примесь фракции 0.1–0.25 мм увеличивается от 10 до 15 % вглубь суши, доля алеврита – менее

1 %. Основным источником песков цунами являлся материал древних штормовых валов, сильно разрушенных во время цунами. В морском мусоре на линии заплеска в 350 м от уреза на высоте около 17 м встречены прибрежно-морские диатомеи: бентические *Cocconeis costata*, *C. stauroneiformis*, солоноватоводная *Nitzschia sigma* и неритическая *Thalassionema nitzschioides*. Здесь же обнаружены пресноводные формы, характерные для болот. В цунамигенных песках морской комплекс (15 видов) включает сублиторальные *Cocconeis costata*, *C. stauroneiformis*, *C. scutellum*, *C. californica*, *Navicula directa*, *N. entoleia*, *Achnanthes groenlandica*, солоноватоводную *Nitzschia sigma*, неритические *Neodenticula seminae*, *Thalassiosira kryophila*, *Th. eccentrica*, тепловодные *Th. oestrupii*, *Thalassionema nitzschioides*, *Actinocyclus divisis*, океанические *Neodenticula seminae*, *Coscinodiscus* sp. Крупные створки, как правило, изломаны. Судя по составу диатомей, волна цунами захватывала материал с подводного берегового склона.

Почти во всех пробах встречены остатки морской фауны. В осадках цунами, обнаруженных в водокачке, найдены единичные бентосные фораминиферы: *Cibicides lobatulus*, *Quinqueloculina longa*, *Trifarina kokozuraensis*. Раковины плохой сохранности, сильно окатанные. Эти виды имеют толстые фарфоровидные стенки и обитают на открытом шельфе и континентальном склоне (на глубинах от 50 до 1000 м). Встречен глубоководный вид *Stainforthia loeblichii* с хорошо сохранившейся тонкой прозрачной стенкой раковины, обитающий на глубинах 500 и более метров. Единично найдены фрагменты раковин остракод, многочисленные мелкие обломки ракушки, мшанок (Bryozoa), спикулы губок, фрагменты мелких морских ракообразных, иглы и обломки панцирей морских ежей.

В 2008 г. на о. Матуа проведены наблюдения за зарастанием участков, подвергшихся воздействию цунами 2006 г. для изучения условий захоронения осадков цунами. Во второй вегетационный сезон после цунами эродированные участки начали активно зарастать, наблюдаются существенные изменения в растительных ассоциациях, существовавших до и после прохождения цунами: заросли ольховника с высокотравьем заместили разнотравьем с обилием растений, характерных для шлаковых полей. Шлаки были вскрыты цунами под поверхностной почвой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-00066. Экспедиционные работы выполнялись в рамках Курильского Биоконтекстного Проекта (NSF grant № 0508109, руководитель Ben Fitzhugh) и при поддержке РФФИ, гранты 07-05-10040, 08-05-10012.

1. Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В., Носов М.А., Пинегина Т.К., Разжигаева Н.Г., Сасорова Е.В., Ганзей К.С., Ивельская Т.Н., Кравчуновская Е.А., Колесов С.В., Евдокимов Ю.В., Бурджуа Д., Макиннесс Б., Фицхью Б. Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах

и результаты моделирования высот заплесков // ДАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 118-122.

2. MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J., Razhegaeva N.G., Kaistrenko, V.M., Kravchunovskaya E.A. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // *Tsunami Science Four Years After the 2004 Indian Ocean Tsunami; Part II Observation and Data Analysis: Pure and Applied Geophysics*, 2009. V. 166.

The grain size of 15 November 2006 tsunami deposits was studied on Simushir and Matua islands. We also identified diatoms, foraminifers and the remains of other sea organisms present in the deposits. As a whole, grains size and diatom assemblages indicate that the on-land tsunami deposits were mainly eroded and transported from the nearshore, beach and ancient storm ridges.

Ю.В. Ростовцева

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, rostovtseva@list.ru)

Мессинское событие в Восточном Паратетисе

(на примере отложений понта Таманского прогиба)

Yu.V. Rostovtseva

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology)

Messinian event in the Eastern Paratethys (for example Pontian sediments of the Taman Trough)

Изучение отложений понта представляет особый интерес для восстановления истории развития Альпийской складчатой области и проведения различных межрегиональных корреляций. По мнению большинства ученых, отложения понта полностью или частично соответствуют мессинскому ярусу общей стратиграфической шкалы, времени катастрофического падения уровня вод в Средиземноморском бассейне и формирования эвапоритов. Одной из проблем построения палеогеографических реконструкций для позднего миоцена является установление синхронности в событийности накопления отложений мессиния и понта. Понт, по данным В.М. Трубикина (1989), совпадает с верхним мессинием (от 5.9 до 5.4–5.2 млн лет), по мнению М.А. Певзнера и В.Н. Семененко (2003) – отвечает верхам тортона и нижнему мессинию (от 7.5 до 6.7 млн лет), согласно представлениям И.С. Чумакова (2000) – в целом, соответствует мессинию (от 7.1–7.0 до 5.3–5.2 млн лет).

Средиземноморский бассейн [1]. В мессинии, отвечающем интервалу времени от 7.2 до 5.3 млн лет, выделяются доэвапоритный (до 5.96 млн лет), эвапоритный (5.96–5.61 млн лет) и постэвапоритный (5.61–5.33 млн лет) этапы развития бассейнов Средиземноморья. В доэвапоритный этап, при

усиливающейся изоляции Средиземноморского моря от Атлантического океана и ухудшении циркуляции вод, отлагались глинистые осадки, обогащенные органическим веществом (аноксические фации (ES)). В начале эвапоритного этапа произошло резкое изменение гидрологических условий, отразившееся в накоплении нижних первичных эвапоритов (гипсов) (LE) в мелководных обстановках. С момента катастрофического падения уровня вод в Средиземноморье (5.61 млн лет) и начала формирования субэвальной эрозионной поверхности (MES) выделяется постэвапоритный этап. Период времени с 5.61 по 5.55 млн лет характеризовался частичным размывом отложений и перерывом в осадконакоплении в мелководных обстановках, а также формированием глубоких врезов русел крупных рек, впервые отмеченных И.С. Чумаковым (1973). В гиперсоленых условиях происходило осаждение галитов (H) в глубоководных впадинах, на склонах которых скапливались продукты разрушения нижних эвапоритов (RE). Позднее (5.55–5.33 млн лет), при резкой изменчивости солености вод, накапливались верхние эвапориты (UE), в нижней части (p-ev₁) представленные чередованием гипсов и глинистых прослоев, а в верхней (p-ev₂) – фациями Лаго Маре (LM), содержащими виды фауны и флоры Паратетиса. Мессинский кризис, длившийся с 5.96 по 5.33 млн лет, завершился с наступлением эпохи плиоцена и восстановлением в Средиземноморье морских условий.

Восточный Паратетис (Эвксино-Каспийская область). Понтический регион Восточного Паратетиса подразделяется на два региоподъяруса: нижний (новороссийский) со слоями евпаторийскими и одесскими; верхний со слоями портаферскими и босфорскими [2]. В отложениях понта Эвксино-Каспийской области Восточного Паратетиса, развитых в пределах Таманского и Керченского полуостровов (Таманский прогиб), установлено несколько этапов смены условий седиментации (рис.).

В начале понта (новороссийское время: евпаторийские и одесские слои в рассматриваемом районе отчетливо не выделяются) на Таманском полуострове, в пределах неглубокой впадины, накапливались глинистые отложения (Ф1). Глины отлагались на фоне высокой биопродуктивности диатомей, что обусловило формирование смешанных диатомово-глинистых и чисто диатомовых осадков, содержащих монодоминантный комплекс с *Actinocyclus octonarius*. Диатомовое осадконакопление интенсивно проявилось в самом начале понта и практически прекратилось к концу раннего понта. Согласно данным Л.А. Головиной (Радионова, Головина, 2007), в нижнепонтических диатомосодержащих отложениях присутствует нанофлора, представленная также монодоминантным комплексом с *Braarudosphaera bigelowii*. Одновременное развитие монодоминантных комплексов как диатомовых водорослей, так и нанофлоры, по-видимому, было обусловлено развитием раннепонтической трансгрессии, выразившейся, по мнению Л.А. Невесской со авторами (1986), в поступлении в Эвксино-Каспийскую часть Паратетиса вод из Тракийско-Эгейского залива Средиземноморского моря. Условия,

установившиеся в водоеме в самом начале понта, были благоприятны для массового появления отдельных видов микрофлоры, способных обитать как в водах с нормальной морской соленостью, так и в стрессовой обстановке (при некотором опреснении или осолонении). В это время соленость вод в описываемом бассейне была достаточной для обитания багряных водорослей, обрывки которых были обнаружены в изучаемых отложениях.

Позднее появление в отложениях нижнего понта раковин *Paradacna abichi*, скорее всего, свидетельствует об усилении влияния на осадконакопление притока вод из Паннонского бассейна. С этого уровня диатомовое осадконакопление приобретает прерывистый характер и постепенно затухает. Отмечаются массовое появление остракод и отдельные прослои глин, накопившиеся в условиях стагнации вод (м. Железный Рог).

В раннем понте в юго-восточной части Керченского полуострова в более мелководных условиях, но ниже зоны действия обычных волн, на участках дна с более выровненной поверхностью (подводных равнинах) осаждались глины с незначительным содержанием и отсутствием диатомей (Ф2). В Анапско-Адагумском районе (п. Юровка) в узкой полосе прибрежного мелководья, примыкающего к островной Кавказской суше, в это время отлагались оолитово-детритовые известковые и песчаные осадки (Ф3).

В конце раннего понта в юго-восточной части Керченского полуострова выявлено образование горизонтов палеопочв (оз. Тобечик), на Таманском полуострове установлено накопление глин с повышенным содержанием алевроитовой примеси и каолинита (м. Железный Рог), свидетельствующим о развитии регрессии и осушении обширных участков дна рассматриваемого бассейна.

Начало позднего понта (портаферское время) охарактеризовалось накоплением осадков со своеобразным литологическим строением. В это время в понижениях дна водоема (в мульдах) на Таманском полуострове формировались прослои алевроитовых и брекчированных глин (Ф4), образующиеся при плоскостном смыве и быстром поднятии уровня вод в бассейне. Накопление этих отложений, отвечающих подводно-коллювиальным осадкам, сопровождалось осаждением раковинного детрита со следами многократного перемыва. В юго-восточной части Керченского полуострова в понижениях дна водоема отлагались песчано-глинистые осадки (Ф5), отличающиеся от подобных отложений на Таманском полуострове отсутствием прослоев брекчированных глин и более высоким содержанием песчаной примеси. Прослои брекчированных глин здесь не образовывались из-за большей пологости рельефа дна и мелководности. В разрезе оз. Тобечик отложения портафера, по резкой карманообразной границе, залегают на глинах нижнего понта, содержащих в кровле горизонты палеопочв. На приподнятых участках дна бассейна на Таманском полуострове и в юго-восточной части Керченского полуострова накапливались песчано-раковинно-детритовые известковые осадки (Ф6), залегающие местами со следами значительного

размыва. В разрезе м. Тузла установлено залегание портаферских слоев на глинах верхнего мэотиса. В условиях прибрежного мелководья в Анапско-Адагумском районе и в пределах обширной области отмели в западной части Керченского полуострова накапливались известковые раковинно-детритовые осадки (Ф7). Следы значительного размыва в этих отложениях отразились в образовании прослоев галечного материала, эрозионном характере нижних границ и залегании на породах различного возраста. Своеобразие литологического строения портаферских слоев, по-видимому, объясняется происходившей в это время резкой сменой условий седиментации, связанной с завершением регрессии и началом заполнения водоема водой, протекающих на фоне значительной перестройки структурного плана рассматриваемого региона, обусловившей разделение на севере Эвксинского и Каспийского бассейнов Восточного Паратетиса.

В конце позднего понта (босфорское время) условия осадконакопления стабилизировались, на большей части рассматриваемого водоема установились сходные обстановки седиментации. Существовавшая ранее в осевой части Таманского прогиба неглубокая впадина практически полностью заполнилась осадками. В юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове возобновилось накопление тонкослоистых глинистых осадков, формирующихся на слабодифференцированных и выровненных участках дна (подводной равнины) эпиконтинентального бассейна. Глубина бассейна возрастала с запада на восток. В районе м. Железный Рог глины отлагались в менее мелководных условиях (Ф8). В юго-восточной части Керченского полуострова и юго-западной части Таманского полуострова формировались однотипные глинистые отложения с заметным содержанием песчаной и алевроитовой примеси (Ф9). Циклическое строение рассматриваемых осадков, подчеркнутое различным распределением раковинного материала и переслаиванием пачек известковых (светло-серых) и известковистых (темно-серых) глин, определялось изменчивостью режимов гидродинамики и колебаниями климата. В узкой зоне прибрежного мелководья в Анапско-Адагумском районе и в пределах обширной области отмели в западной части Керченского полуострова продолжилось формирование известковых раковинно-детритовых осадков (Ф10). В самом начале босфорского времени происходило интенсивное осаждение обломочного материала.

В ходе исследования установлено развитие значительной регрессии в конце раннего понта, действие которой привело к осушению и размыву значительных участков дна рассматриваемого бассейна. По масштабам проявления эта регрессия в большей степени сопоставима с этапом формирования Мессинской эрозионной поверхности (MES) в Средиземноморье и внутрипонтической эрозионной поверхности (IPU) в румынской части шельфа Черного моря. Начальная фаза регрессии, возможно, совпадает по времени с накоплением нижних эвапоритов (LE) в миоценовых мелководных бассейнах Альпийской складчатой области и, в рассматриваемой части водоема,

характеризуется появлением фауны моллюсков паннонского происхождения. Портаферские слои, образовавшиеся при быстром заполнении водой сильно обмелевшего бассейна, возможно, отвечают начальному периоду постэвапоритного этапа в Средиземноморье. Босфорские слои, накопившиеся при стабилизации условий седиментации и действии процессов осадконакопления в обычном режиме, вероятно всего, являются синхронными верхним эвапоритам (UE). Предполагается что, фации Лаго Маре, частично или полностью соответствует верхняя часть босфорских слоев.

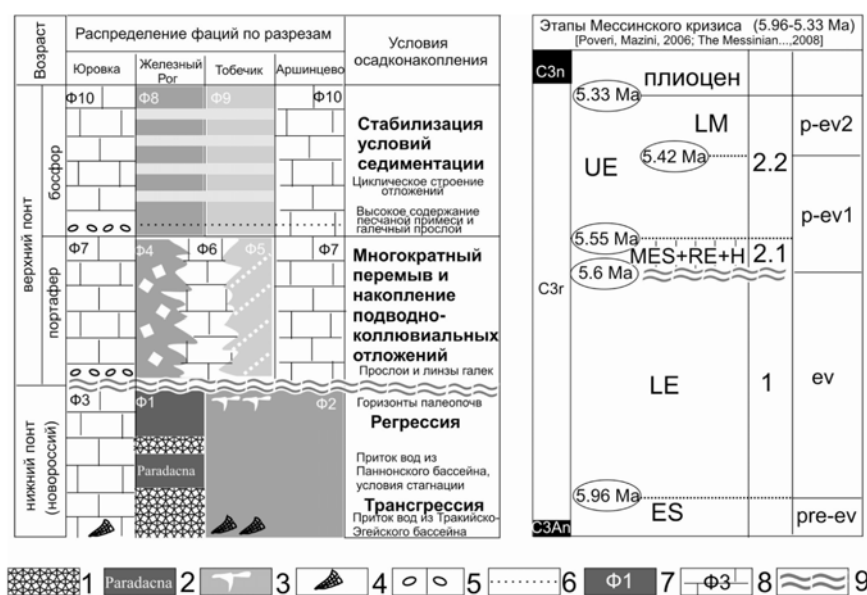


Рис. Фациальное строение отложений понта Таманского прогиба и этапы Мессинского кризиса.

1 — диатомовые отложения с *Actinocyclus octonarius*, 2 — первые находки раковин *Paradacna abichi*, 3 — палеопочвы, 4 — обрывки багрянок, 5 — линзы и прослои галек, 6 — песчаная обломочная примесь и пески, 7 — глинистые фации, 8 — фации сложенные известняками, 9 — граница со следами значительного размыва. Этапы Мессинского кризиса: pre-ev — доэвапоритный (аноксические фации (ES)), ev — эвапоритный (нижние эвапориты (LE)), p-ev1 — начало постэвапоритного этапа (Мессинская эрозивная поверхность (MES), переотложенные нижние эвапориты (RE), галиты в глубоководных бассейнах (H), верхние эвапориты (UE)), p-ev2 — конец постэвапоритного этапа (верхние эвапориты (UE), фация Лаго Маре (LM))

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00795.

1. The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology //A consensus report Almera (Spain), 7–10 November 2007, CIESM Workshop Monographs. 2008. № 33. 168 p.
2. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Т. 1. 420 с.

The Novorossian–Portaferrian boundary is considered as the analogue to the Messinian erosional surface (the intra-Messinian unconformity (MES)) in the Mediterranean Sea. The results suggest that the upper part of Bosphorian layers correspond to the Lago Mare facies.

О.В. Руденко

(ГОУ ВПО «Орловский государственный университет», г. Орел,
e-mail: olrudenko@orl.ru)

Субфоссильные и ископаемые палиноспектры донных осадков Северо-Канинского мелководья

O.V. Rudenko

Subfossil and paleopalynospectra from the bottom sediments of the Northern Kanin Shoal

Северо-Канинский шельф представляет собой участок Баренцева моря, где значительно ослабляется влияние на процесс седиментации вод атлантического течения и в наибольшей степени сказывается близость материковой суши [1]. Субфоссильные СПС данного участка (рис.1) весьма репрезентативны количественно и таксономически. В них доминирует пыльца кустарничковых берез (10–22 %) и сосны (до 40 %), доля пыльцы ели достигает 7 %, пихты – 2 %. В группе травянистых растений чаще всего встречается пыльца злаков (до 15 %), осок (до 10 %) и разнообразного тундрового разнотравья. В группе споровых растений доминируют споры сфагнов (27 %), доля спор бриевых мхов достигает 11 %, папоротников – 20 %, плаунов тундровых и лесных местообитаний 2–5 %.

Для выяснения степени отражения СПС морских осадков зональных черт растительности североканинского побережья дополнительно проанализированы две почвенные пробы и две пробы из осушек в зоне литорали. Несмотря на некоторые различия в процентных соотношениях между отдельными компонентами, СПС и морских, и терригенных осадков в целом отражают состав растительности трех ботанико-географических зон – тундры, лесотундры и тайги и характеризуются завышенной долей легко транспортабельной пыльцы хвойных растений, главным образом, сосны европейской и сибирской, а также спор папоротников и сфагновых мхов. Это позволяет сделать вывод о том, что состав субфоссильных СПС в поверхностных осадках этой части Баренцева моря определяется в основном золовым фак-

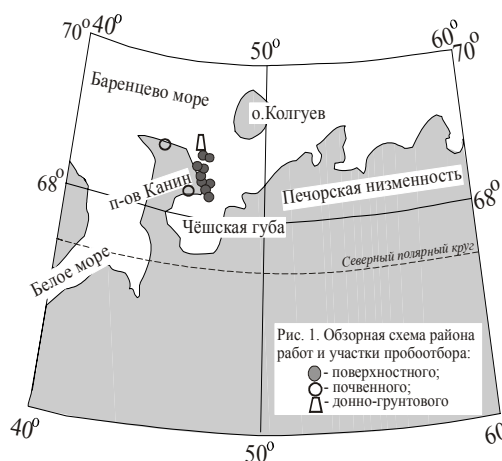


Рис. 1. Обзорная схема района работ и участки пробоотбора:
 ● - поверхностного;
 ○ - почвенного;
 △ - донно-грунтового

тором, что подтверждает и летняя роза ветров района, в которой господствуют ветры восточных и юго-западных румбов [2]. Изредка встречающаяся в СПС «нелетучая» пыльца дуба, граба, липы поступает в осадки Североканинского мелководья, скорее всего, из лесов Скандинавии в составе твердой взвеси, влекомой водными потоками Нордкапского и Мурманского течений.

Все СПС литорали и шельфа содержали переотложенные микрофоссилии широкого возрастного диапазона (от палеозойского до голоценового) в количестве от 18 % до 59 %. Их таксономический состав чрезвычайно разнообразен: обычно более 30–50 таксонов в образце с преобладанием мезозойских хвойных неудовлетворительной сохранности. Сопоставление данных о составе переотложенных спор и пыльцы с картой дочетвертичных отложений Баренцева моря [3] позволяет считать, что переотложенные споры и пыльца имеют преимущественно локальный генезис и поступают в современные осадки в результате разрушения коренных мезозойских песчаников и аргиллитов, широко распространенных в Баренцевоморском регионе. В пробах из приустьевой части Чёшской губы зарегистрировано большое количество пермских стриатных форм и девон-карбоновых спор, что, вероятно, является следствием их выноса в море в составе продуктов разрушения герцинских горных сооружений Канина при волновой абразии. Другой возможный источник – эродируемые пермские полимиктовые песчаники и известняки Североканинского и Тимано-Канинского мегавалов.

Голоценовые осадки, по материалам непрерывного сейсмакустического профилирования выделяющиеся на Баренцевском шельфе в самостоятельный осадочный комплекс только в отрицательных морфоструктурах на глубинах моря свыше 100 м [4], на Северо-Канинском мелководье изучены в колонке 13-13, поднятой с глубины 41 м донным опробованием с послонным 10-сантиметровым пробоотбором на площади листа Госгеолкарты R-38-40 (работы Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции). Разрез представлен зеленовато-серыми опесчаненными пелитами с пятнами гидротроилита, в верхней части разреза – с редкими включениями битой ракушки. Вскрытая мощность – 2,45 м. Ниже обосновывается расчленение разреза на 5 палинозон (ПЗ).

ПЗ-1 (инт. 2,45–2,0 м) выделена по максимуму летучей пыльцы сосны

(более 60%), господству пыльцы злаков в травянистой части СПС, спор папоротников и сфагновых мхов – в споровой. В верхней части ПЗ-1 появляются единичная пыльца осок и верескоцветных (более 3 %), споры *Selaginella selaginoides* и *Bryales*. Такой обедненный состав СПС отражает неблагоприятные климатические условия и господство на Североканинском побережье тундровых ландшафтов северного типа с обилием болот.

В ПЗ-2 (инт. 2,0–1,62 м) количество пыльцы сосны уменьшается до 45 %, кустарничковых берез увеличивается до 25 %. На спорово-пыльцевой диаграмме (СПД) отмечен пик пыльцы ели (до 12 %), увеличение содержания пыльцы разнотравья (*Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Fabaceae*, *Bistorta vivipara*), а в споровой части – тундровых и лесных видов спор *Lycopodium clavatum* (L.), *Huperzia selago* (L.) Schrank et Mart., *Diphazium complanatum* (L.) Holub, *D. alpinum* в сумме до 9 %.

Для ПЗ-3 (инт. 1,62–1,17 м) характерно увеличение содержания в СПС таежных элементов флоры на фоне господства спор папоротников и существенного уменьшения количества спор плаунов.

ПЗ-4 (инт. 1,17–0,45 м) характеризуется максимальным содержанием пыльцы берез, ели (до 15 %) и пихты (до 2 %), верескоцветных, мезофильного разнотравья, а также постоянным присутствием в СПС «экзотической» для региона пыльцы граба, вяза, дуба. ПЗ-4 отражает оптимальные климатические условия и свидетельствует о более северном, чем в настоящее время, распространении на прилегающей суше березовой лесотундры со значительным участием бореально-таежных элементов флоры.

СПС ПЗ-5 (инт. 0,47–0,1 м) отражают природную обстановку распространения новой волны холода, обусловившей резкое изменение состава растительности п-ова Канин и характеризуются почти полным господством дальнезаносной пыльцы сосны (до 80 %) и злаков. Аборигенная флора побережья представлена единичной пылью кальцефильных растений скальных и осыпных склонов – *Saxifragaceae*, редко *Rosaceae*, арктоальпийскими (*Diphazium alpinum* (L.) Holub., *Selaginella selaginoides* (L.) Link. *Oxyria digyna* (L.) Hill.

Сопоставление экологической последовательности смены палинозон с общим ходом развития флоры региона [5; 6; 7] и подразделениями климатостратиграфической шкалы Блитта-Сернандера позволяет отнести формирование ПЗ-1 и ПЗ-2 к началу голоцена, к пребореальному периоду, ПЗ-3 – к бореальному, ПЗ-4 – к климатическому оптимуму атлантики, ПЗ-5 – к этапу похолодания климата конца атлантики – начала суббореала.

1. Руденко О.В., Полякова Е.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 111-120.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: ГУНИО, 1980. 184 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000000 (новая серия). Лист R-38-40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 289 с. 10 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).
4. Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сеймостратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1989. С. 28-45.
5. Руденко О.В. История развития растительности Баренцевоморского региона в плейстоцене-голоцене (по палинологическим данным). 24 с.
6. Руденко О.В. Оптимум голоцена на палинологических диаграммах Баренцева моря. Мат-лы 3 Всеросс. совещ. по изучению четвертичн. периода. Т. 2. Смоленск: Изд-во Ойкумена, 2002. С. 33-35.
7. Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография). Автореф. д.г.-м.н. СПб., 2005. 32 с.

The paper presents the results of palynological investigation of the surface and Holocene bottom sediments of the Northern Kanin Shelf. The main phases of the postglacial evolution of Kanin vegetation are revealed.

Е.А. Соколова

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

**Танатоценозы сеноманских планктонных фораминифер,
сформировавшиеся в нефтегазоносных регионах
Карибского моря и Мексиканского залива**

E.A. Sokolova

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

**Thanatocenoses of cenomanian planktonic foraminifers,
generated in neftegazonosnye regions of Caribbean Sea
and Gulf of Mexico**

Карибское море, Мексиканский залив и расположенная между ними акватория, включающая Багамские острова и Центрально-Американский перешеек, представляют собой весьма сложный по строению и тектонически-активный район [1]. Этот регион весьма интересен с точки зрения нефтегазоаккумуляции. По данным А.А. Геодекян и А.А. Забанбак [1] там известно более 600 месторождений нефти, газа и газоконденсата.

Целью настоящей работы является попытка выяснить геологическую обстановку в которой происходило исходное накопление нефтематеринских пород, реконструировать климатические условия, существовавшие в позднемеловую эпоху.

Сеноманские отложения, обогащенные раковинами планктонных фораминифер (ПФ) вскрыты в исследуемом регионе 15-ю скважинами глубоководного бурения. По данным распределения раковин ПФ нами была реконструирована климатическая зональность для этого региона. Этой работе предшествовали реконструкции, выполненные для четырех временных срезов маастрихта, трех срезов кампана, двух – сантона, двух – коньяка и трех срезов турона [2 и др.] При изучении каждого временного интервала, в соответствии с методом актуализма, используется материал, накопленный при исследовании более молодых отложений

В сеномане для изучения были выбраны три временных среза, соответствующие по стратиграфической шкале Ф. Робашинского [3] раннему (верхняя часть зоны *Rotalipora globotruncanoides*), среднему (зона *Rotalipora reicheli*), и позднему сеноману – (зона *Rotalipora cushmani*). Изучены комплексы ПФ из 200 образцов (собственные данные) При обработке образцов в исследуемых отложениях было обнаружено 93 видов ПФ, из них 29 встречены в 15–17 % скважин, остальные обнаружены только в 1–2 скважинах. Использовались опубликованные оценки палеотемператур, полученные в результате изотопно-кислородного анализа [4 и др.] Все данные, имеющиеся для того или иного подотдела стратиграфической шкалы, усреднялись и картировались на выбранных срезах.

С целью реконструкции климатической зональности все позднемеловые ПФ были расположены в климатический ряд от самого тепловодного к самому холодноводному и подразделены на три климатические группы. Основным критерием для этих построений было положение районов максимальной концентрации раковин ПФ. Виды, относящиеся к разным группам, имеют различные ареалы распространения и, главное, отличаются районами максимальной концентрации раковин. На основании проводимых ранее исследований известно, что разновозрастные микрофаунистические комплексы, сформировавшиеся в разных климатических зонах различны. Они состоят из раковин ПФ, относящихся к разным климатическим группам, но количество видов каждой из этих групп и процентное содержание их раковин в этих комплексах различно. Для каждой скважины было подсчитано соотношение раковин видов, относящихся к разным климатическим группам, и установлены типы танатоценоза. Так как танатоценозы отражают температурные условия, соответствующие водным массам, в которых они формировались, на основании их пространственного распространения можно построить карты климатической зональности.

В течение сеномана в изучаемом регионе существовали две основные климатические зоны: тетическая и промежуточная. Выделенные зоны не имеют прямых аналогов с современными и даже с кайнозойскими зонами. Это объясняется тем, что природные условия мела очень сильно отличались от условий более поздних эпох.

В нижнесеноманских отложениях северной части Мексиканского залива, вскрытых скважиной 97 выявлен переходный теплобореальный подтип танатоценоза. Аналогичные комплексы ПФ представлены несколько восточней (скв. 5, 105, 136, 137, 386, 545, 641). В теплобореальном подтипе танатоценоза доминируют виды умеренной группы (68 % по численности раковин), но систематический состав субтропических видов более разнообразен, чем в бореальной зоне. Помимо вида *Praeglobotruncana delrioensis* встречаются *Schakoina senomana* и различные роталипоры. Кроме того, комплекс обогащен раковинами тропического вида *Guembelitra senomana*, что не свойственно чисто бореальным танатоценозам. Из-за такого широкого распространения этого переходного подтипа танатоценоза (от 32° до 28° с.ш. здесь и далее имеются в виду палеошироты) северная граница промежуточной зоны в раннем сеномане выглядит весьма расплывчатой. Выше по разрезу, в среднем сеномане эта граница четко проходит через координаты скв. 105, 136, 641), расположенные севернее Мексиканского залива (32° с.ш.). В верхнем сеномане северная граница промежуточной зоны смещается до 40° с.ш.

Промежуточная зона в раннесеноманское время распространялась от 28° до 5° с.ш. Она была вскрыта десятью скважинами глубоководного бурения. Комплексы ПФ, соответствующие этой зоне, включают 14–20 видов, из них не менее 6 относятся к субтропической группе. Они составляют 50–60 % по численности. Чрезвычайного обилия и разнообразия достигают здесь раз-

личные роталипоры. Виды умеренной и тропической групп встречаются почти во всех разрезах, но они имеют подчиненное значение. В среднем сеномане промежуточная зона несколько сместилась к северному полюсу, заняв акваторию от 32° до 10° с.ш. В это время во всем изучаемом регионе была развита промежуточная зона. Причем комплекс ПФ в Карибском море (не смотря приближенность к экватору) был менее разнообразным, чем танатоценоз Мексиканского залива. В осадках последнего доминируют раковины *Rotalipora appenninica*, *R. evoluta*, *R. montsalvensis* и *Schackoina senomana*. Кроме того, широко распространены другие виды рода *Rotalipora* и различные *Praeglobotruncana*. В танатоценозе Карибского моря преобладают раковины рода *Rotalipora*, в основном, не очень хорошей сохранности. В позднем сеномане промежуточная зона еще больше сместилась к северу, заняв акваторию от 40° до 15° с.ш. Комплекс ПФ Мексиканского залива разнообразили раковины *Clavibergella simplex* и *Rotalipora, cushmani*. В отложениях, вскрытых скв. 136 и 641 был развит промежуточный тип танатоценоза, а скв 368 характеризуется переходным к тетическому комплексом ПФ. Аналогичные танатоценозы, были развиты, в акватории Тринидада, как в среднем, так и в позднем сеномане. Тетические танатоценозы выявлены в отложениях скв. 143, и 144. Видовой и родовой состав ПФ отличаются там чрезвычайным разнообразием субтропических и тропических видов. Доминируют тропические виды рода *Guembelitra senomana*. И различные роталипоры. Виды умеренной группы в комплексе отсутствуют.

На основе анализа материалов океанических скважин Северного полушария и изучения литературных данных можно сказать, что климат в нефтегазоносных регионах Карибского моря и Мексиканского залива в сеномане был мягким и однородным

1. В раннем сеномане в северной части Мексиканского залива была развита промежуточная теплобореальная подзона. От 28° до 5° с.ш. простиралась промежуточная зона.

2. В среднем сеномане промежуточная зона распространилась по всему изучаемому региону, заняв акваторию от 32° до 10° с.ш. Танатоценоз, развитый в Мексиканском заливе отличался большим разнообразием теплолюбивых видов от танатоценоза Карибского моря (не смотря приближенность последнего к экватору).

3. В позднем сеномане границы климатических зон сместились к северу. Промежуточная зона заняла акваторию от 40° до 15° с.ш.

4. В течение сеномана в изучаемом регионе наблюдалась вялая тенденция к потеплению.

5. Дальнейшее изучение танатоценозов ПФ и палеоклиматических условий, существовавших в нефтегазоносных регионах поможет решить проблему происхождения источника нефтегазовых углеводородов и реконструировать геологическую обстановку исходного накопления нефтематеринских пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-65172).

1. Геодекян А.А., Забанбарк А. Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане. М.: Наука, 1985. 192 с.
2. Соколова Е.А. Климатическая зональность Атлантического и Индийского океанов в позднем туроне, кояке и сенте по планктонным фораминиферам // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Под ред. В.В. Аркадьева и В.А. Прозоровского. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 102-110.
3. Robaszynski F. Planktonic foraminifera // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM in De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T, Vail P.R. 1998. Special Publication 60.
4. Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geological Society of America 2002. V. 30, N 2. P. 123-126.

The specific structure of bowls planktonic foraminifers from cenomanian deposits neftegazonosnye regions of Caribbean Sea and Gulf of Mexico is analysed. Paleoclimatic reconstructions are executed. It is established that during cenomanian the insignificant tendency to warming was observed. As a whole the climate was homogeneous and warm.

**Д.А. Субетто¹, В.Г. Бахмутов², Н.П. Герасименко³,
Д.Д. Кузнецов⁴, А.В. Лудикова⁴, Т.В. Сапелко⁴,
Г.Д. Субетто⁵, В.П. Шевченко⁶**

¹РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, e-mail: subetto@mail.ru,

²Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной Академии наук Украины, Киев, ³Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев,

⁴Институт озераедения РАН, Санкт-Петербург, ⁵Факультет географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург,

⁶Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Реконструкция колебаний уровня Белого, Балтийского
и Черного морей в голоцене по палеолимнологическим
данным**

**D.A. Subetto¹, V.G. Bakhmutov², N.P. Gerasimenko³,
D.D. Kuznetsov⁴, A.V. Ludikova⁴, T.V. Sapelko⁴,
G.D. Subetto⁵, V.P. Shevchenko⁶**

¹A.Herzen Russian State Pedagogical University, St.Petersburg, Russia,

²Institute of Physics of the Earth NASU, Kiev, Ukraine, ³National Taras Shevchenko University of Kyiv, Department of Earth Sciences and Geomorphology, Kiev, Ukraine,

⁴Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St.Petersburg, Russia,

⁵Department of Geography and Geoecology of St.Petersburg State University, Russia,

⁶Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia)

**Reconstructions of water-sea level fluctuations of the White Sea,
the Baltic Sea and the Black Sea during the Holocene based
on paleolimnological data**

В последние годы активно ведутся междисциплинарные детальные палеолимнологические исследования, направленные на реконструкцию этапов развития Белого, Балтийского и Черного морей в позднем плейстоцене и голоцене [1].

Для реконструкции природно-климатических обстановок и динамики уровня Белого моря проводятся последние годы палеолимнологические исследования на озерах Соловецкого архипелага, где насчитывается свыше 400 озер [2, 3]. Объектами для изучения были выбраны шесть озер, расположенные на Большом Соловецком острове на разных абсолютных отметках. Это – Святое озеро, которое отделено от Белого моря узким перешейком, где расположен Кремль Соловецкого монастыря. Абсолютная отметка зеркала озера равна 8 м над ур.м., максимальная глубина достигает 11 м. Мелководное Исаковское озеро расположено на гипсометрической отметке 3 м и через систему озер имеет сток в Сосновую губу Белого моря. В центральной возвышенной части острова, на высоте 17 м над ур.м., находится оз. Большое Корзино, входящее в озerno-канальную систему Большого Со-

ловецкого острова. В межморенном понижении на отметке 14 м расположено оз. Никольское. На абсолютных отметках 32 и 35 м над ур.м. исследовались глубокие озера Большое и Малое Зеленое, а на отметке 21 м оз. Бол. Каменное. Отбор кернов донных отложений осуществляется летом с плота и зимой со льда посредством торфяного бура. Одновременно, с отбором проб, проводятся батиметрические и гидрологические измерения. Первые результаты, полученные для озер Соловецкого архипелага, показали, что в прошлом озера, расположенные до отметок 21–22 м заливались морскими водами. Нижние пачки донных отложений представлены глинистыми алевроитами, алевроитовыми песками с включением раковин моллюсков. Переходный горизонт от морских к озерным отложениям фиксируется появлением черных гидротроилитовых прослоев ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), а также присутствием соленоватоводных и пресноводных ископаемых диатомей. Озерные отложения представлены сапропелями бурого цвета, имеющими небольшую мощность и богатые микрофоссилиями пресноводных диатомовых водорослей. По данным нивелирования террас и результатам датирования, а также по изученным кернам донных осадков построены три оригинальных гипсометрических карты Соловецкого архипелага с очертаниями берегов для временных срезов 7200–6800, 5500–5000 лет назад и для современной эпохи.

Другими объектами палеолимнологических исследований являются Балтийское море и Ладожское озеро [4, 5]. Котловина Балтийского моря и Ладожского озера освободились ото льдов около 11800–11000 лет до н.э. В результате таяния ледников котловины Балтики и Ладоги заполнились пресными водами, образовав крупное приледниковое озеро – Балтийское ледниковое озеро (БЛО). Большинство озер северной низменной части Карельского перешейка являются реликтами БЛО. Прорыв вод Балтийского ледникового озера в районе г. Биллинген в Средней Швеции около 9500 лет до н.э., в связи с отступлением ледника, привел к соединению Балтики с Мировым океаном, что сопровождалось быстрым и значительным (на 25–28 м) падением уровня БЛО. В результате произошло осушение больших территорий, в том числе и на Карельском перешейке. Спуск БЛО привел к проникновению в Балтику соленых вод Мирового океана. В балтийском бассейне образовалось Иольдиевое море, существовавшее 9500–8800 лет до н.э. Уровень Иольдиевого моря в районе г. Выборга достигал отметок 18,3–18,6 м над у.м. Ладожское озеро и Иольдиевое море соединялись проливом в северной части Карельского перешейка, расположенным в субширотном направлении по оси г. Приозерск – г. Выборг. Регрессивная иольдиевая стадия Балтики сменилась трансгрессивной фазой, вызванной изостатическим поднятием земной коры в районе Средней Швеции, что привело к изоляции Балтики и ее опреснению. Наступила стадия Анцилового озера (8800–7500 лет до н.э.). Террасы Анцилового озера в районе г. Выборга фиксируются на отметках 15–26 м. Прорыв вод в районе Датских проливов около 7500 лет до н.э. привел к новому соединению Балтийского бассейна с Атлантическим

океаном и к продолжительной регрессии. Эвстатический подъём уровня океана привел к литориновой трансгрессии Балтики (6500–1000 лет до н.э.). Наши исследования озерных отложений южной прибрежной зоны Финского залива в районе лужской низменности и Карельского перешейка позволили выявить двукратное повышение уровня в ходе литориновой трансгрессии, датируемое периодами 5800–5100 и 4900–4000 лет до н.э. с максимумом на отметке 10 м над у.м. в интервале 5600–5200 лет до н.э. Сток из Ладожского озера в Балтику осуществляется через систему озер в северной части Карельского перешейка через порог стока с отметкой 15,4 м над у.м. Ряд современных озер трассируют этот древний палеосток. Около 3800 лет до н.э. в связи с изостатическим поднятием Балтийского щита произошла перестройка гидрографической сети. Воды Сайменской озерной системы прорываются через моренные гряды Сальпауселькя с образованием современной р. Вуоксы. Это привело к подпруживанию стока из Ладожского озера в Балтику и повышению уровня Ладоги, т.е. к «ладожской трансгрессии». Кульминацией этой трансгрессии около 1500 лет до н.э. явилось подтопление южного Приладожья и и образования р. Невы.

В рамках российско-украинского проекта, поддержанного РФФИ, ведутся исследования донных отложений соляных озер Крымского полуострова [6, 7]. Иловые отложения этого бассейна характеризуются ритмичной слоистостью, сформированной в результате сезонной изменчивости характера осадконакопления. В исследованных двух озерах Саки и Джарылгач были вскрыты отложения замкнутых сильно минерализованных водоемов (озер) перекрывающие морские отложения. Кровля морских отложений датируется для Сакского озера возрастом 5340–5610 кал. л.н., для оз. Джарылгач 5590–5350 кал. л.н. К этому времени формируются пересыпи, впоследствии полностью отделившие эти заливы от моря. Полное обособление оз. Джарылгач произошло около 4700 кал. л.н., т.е. приблизительно на 500 лет позже чем Сакское озеро. Образование пересыпей связано с активизацией абразионных процессов в трансгрессивную фазу развития Черного моря.

Настоящие исследования проводятся при поддержке Программы 17 Президиума РАН (проект 17.1), Отделения наук о Земле РАН (проект «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли») и проектов РФФИ 07-05-01115-а, 07-05-00192-а, 08-05-10027-к, 09-05-10068-к. и 09-05-90438-Укр_ф_а.

1. Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции. Монография (в печати).
2. D.Subetto D.Kuznetsov, A.Ludikova T.Sapelko, V.Shevchenko New paleolimnological studies in the White Sea and the Baltic Sea areas // Arctic Paleoclimate and its Extremes – beyond the frontier (APEX 09)/ Third International Conference and Workshop. Copenhagen, March 31st – April 3rd, 2009. 78 p.

2009. 78 p.

3. Субетто Д.А. Древние озера Соловецкого архипелага // Природа. 2008. № 8. С. 84–85.
4. Александровский А.Л., Арсланов Х.А., Давыдова Н.Н., Долуханов П.М., Зайцева Г.И., Кирпичников А.Н., Кузнецов Д.Д., Лавенто М., Лудикова А.В., Носов Е.Н., Савельева Л.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А. Новые данные относительно трансгрессии Ладожского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-запада России // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 424. № 5. С. 682–687.
5. Субетто Д.А., Кулькова М.А., Аверичкин О.Б., Герасимов Д.В., Бельский С.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Лисицин С.Н., Юшкова М.А. // Развитие Балтийско-Ладожского водного соединения и его влияние на расселение человека // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сборник научных трудов XII Всероссийской палинологической конференции (29 сентября–4 октября 2008 г., Санкт-Петербург): В 3 т./ Отв. ред. О.М.Прищепа, Д.А. Субетто, О.Ф.Дзюба. – СПб.: ВНИГРИ, 2008. – Т. II. С. 252–257.
6. Subetto D.A., Stolba V., Sapelko T., Gerasimenko N., Bakhmutov V., Kuznetsov D. Paleolimnological studies on the Crimean Peninsula, Northern Black Sea, first results // International Geological Congress, Oslo 2008. August 6–14th. CD-Disk HPQ-02 Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30ky: Sea level changes and human adaptation.
7. Subetto D.A., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Gerasimenko N., Stolba V., Bakhmutov V. Paleolimnological and geochronological studies of salt lakes of Crimea, the Black Sea area // Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-9112, 2009 EGU General Assembly 2009, Vienna, Austria.

It would be presented new results of paleolimnological studies several lakes located on the Solovki Isl., the White Sea, and in the Karelian Isthmus, NW Russia, located along the former Ladoga-Baltic water-system connection.

Five lakes (Lesnoye, 3 m a.s.l., Svyatoye, 8 m a.s.l., Bol. Korzino, 17 m a.s.l., Nikolskoye, 14 m a.s.l., Bol. Zelenoye, 32 m a.s.l., Mal. Zelenoe, 35 m a.s.l.) on the Solovki Isl., located at the different elevations, have been cored during the 2008 field campaign to obtain sedimentary records of the sea-level changes of the White Sea during the Holocene. New data will be presented during the Conference. Complementary field expeditions in the Baltic Sea and Lake Ladoga areas were organized during 2005–2008 in order to core lakes Volojarvi (15 m a.s.l.) Makarovskoye (11.5 m a.s.l.), Lamskoye (14.5 m a.s.l.), Uzlovoye (13 m a.s.l.) and a lake (19 m a.s.l.) on the Isl. Puutsaari, Northern Ladoga (5 m a.s.l.). The ancient water connection between Lake Ladoga and the Baltic in the northern lowland of the Karelian Isthmus has been originated after the ice retreating ca 14,000–12,000 cal BP. At that time, until the catastrophic dropping of the Baltic Ice Lake (BIL) water-level happened ca 11,500 cal BP, Lake Ladoga was a deep

easternmost bay of the BIL. All studied lakes were flooded the BIL waters. Varved-type clay sediments were formed at that time. During the Yoldia Sea regression of the Baltic (11,500–11,000 cal. BP) Lake Ladoga was re-connected with the Baltic. Water level of Lake Ladoga and lakes in its basin was dropped. Most of the studied lakes on the Karelian Isthmus were isolated. Both the Ancy-lus Lake and the Littorina Sea transgressions in the Hejnikki area, to the east to Viborg (modern Ladoga-Baltic threshold, 15.4 m a.s.l.), reached their highest level between ca. 20 and 22 m a.s.l. respectively. Around 4000–3000 cal BP a new outflow – the River Neva, was formed due to the influx of fresh water from the Saima water-system and isostatic uplift caused a rise of the water level of the Ladoga Lake known as “Ladoga transgression”, which afterwards completely re-shaped the waterways of the entire area. New results of the paleolimnological studies in the frame of RFBR projects NN 07-05-01115-a 07-05-01115-a, 07-05-00192-a, 08-05-10027-к, 09-05-10068-к. and 09-05-90438-Укр_ф_a. will be presented during the Conference.

Е.П. Терехов, А.В. Можеровский

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

**Особенности развития раннепалеогеновых бассейнов
седimentации в зоне перехода – окраинное Охотское море –
внешняя дуга Курильской островной системы**

E.P. Terekhov, A.V. Mozherovsky

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, e-mail: manatoly@poi.dvo.ru)

**Formation features of Early Palaeogene sedimentary basins
in the transition zone – marginal Okhotsk Sea and outer part
of Kuril Islands Arc system**

В Охотоморском регионе раннепалеогеновые бассейны седimentации расположены только по периферии Охотского моря. В центральной части моря, т.ч. и в наиболее глубоких впадинах – ТИНРО и Дерюгина, согласно геофизическим данным, кайнозойские породы древнее верхнего олигоцена отсутствуют. Возраст самого древнего сейсмокомплекса центральной части Охотского моря – верхний олигоцен – нижний миоцен [1, 9, 5]. На западе Охотоморского региона палеоцен-эоценовые отложения слагают нижние части осадочно-породных бассейнов – Шантарского [1], Северо-Татарского, Исикари (район Татарского пролива [5]). Эоцен-олигоценные отложения участвуют в строении мачигарской свиты п-ова Шмидта [3] и Северо-Сахалинского бассейна [1]. Раннепалеогеновые толщи приподнятого западного борта Пограничного бассейна участвуют в строении Восточного Саха-

лина, где они представлены эоценовой люкаминской свитой (северо-западные отроги Восточно-Сахалинских гор [3]) и палеоцен-эоценовыми – заслоновской, туровской и ольдонской свитами (центральная часть Восточно-Сахалинских гор и п-ов Терпения [10]). Осадочные толщи палеоцен-эоценового возраста, участвующие в строении подводного хр. Терпения [11], также, по-видимому, формировались в пределах западного борта Пограничного осадочного бассейна. На севере региона эоцен-олигоценные отложения слагают основание Кухтуйского и Магаданского кайнозойских бассейнов, а палеоцен-эоценовые – прогиба Шелехова [5]. На востоке региона (Западная Камчатка) палеоцен-эоценовые отложения слагают основание кайнозойского чехла Кольского трога [9] и Колпаковского прогиба [4]. На юге Охотоморского региона раннепалеогеновые бассейны седиментации не установлены. В южном направлении реликты палеоценовых бассейнов обнаружены только в районе внешней (о. Хоккайдо, Малая Курильская гряда, подводный хребет Витязя) дуги Курильской островной системы. Палеоценовые осадочные толщи участвуют в строении о. Хоккайдо (п-ов Немуро формация Киритаппу; [13]) и Малой Курильской гряды [2, 6]. Палеоцен-эоценовые грубообломочные вулканогенно-осадочные породы подняты и на хр. Витязя [8].

В тех районах, где проводилось детальное изучение раннепалеогеновых толщ: бурением (магаданский шельф [7]), западная Камчатка [4], драгированием (хр. Витязя [8]) и наземными геологическими исследованиями (о. Сахалин [3, 12], о-ва Юри и Шикотан [6] и наши данные) – установлено несогласное залегание палеоцен-эоценовых толщ на верхнемеловом фундаменте. Палеогеновые породы залегают на фундаменте, часто, со значительным стратиграфическим несогласием (выпадает палеоцен) и, обычно, с базальными конгломератами в основании чехла.

Таким образом, несогласное взаимоотношение фундамента и чехла говорит о подъеме (с выводом фундамента на поверхность суши) всей зоны перехода от Охотского моря к Тихому океану на границе мела и палеогена. Это время завершения мезозойского этапа развития указанной территории и начала нового, кайнозойского этапа, при котором заложилась палеоцен-эоценовые бассейны, расположение в современных границах Охотского моря. В раннем палеогене центральная часть моря представляла собой массив суши, с запада, севера и востока окруженный морскими бассейнами. На наш взгляд, этот массив продолжался и в районе современных структур – Курильской котловины и Большой Курильской гряды.

Указанные особенности развития раннепалеогеновых бассейнов в районе Охотского моря и внешней Курильской дуги могут отражать глобальные (планетарные) эпохи сжатия на границе мела и палеогена и растяжения в раннем палеогене (палеоцене–эоцене).

Единая история развития Охотоморского региона и внешней Курильской дуги, на наш взгляд, отражает эволюционный путь развития зоны перехода между восточной окраиной Азиатского континента и Тихим океаном на

границе мела и палеогена.

1. Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др., Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН. 2004. 160 с.
2. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Малых Курил АН СССР ДВНЦ САХКНИИ. Наука. Новосибирск. 1973. 152 с.
3. Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов. К.Б. и др., Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС. 1999. 132 с.
4. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события. М.: ГЕОС. 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 488).
5. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным): Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. 2002.
6. Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. Мел-палеоген Малой Курильской гряды. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 140 с.
7. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 59-65.
8. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешии» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3-5.
9. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. авторы: Авдейко Г.П., Берлин Ю.М., Богданов Н.А. и др. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
10. Цой И.Б., Терехов Е.П., Шастина В.В. и др. О возрасте отложений котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 77-88.
11. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
12. Gladenkov A.Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B., Blueford J.R. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranchniy Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. № 158. P. 45-64.
13. Matsumoto T., Yoshido S. Cretaceous tertiary boundary events in northern Japan: Cretaceous tertiary boundary events. Copengagen. 1979.

Analysis of the Early Palaeogene sedimentary basins of the northwest part of Pacific Ocean is showed, that Palaeogenic rocks often deposit on Upper Cretaceous basement with considerable unconformity and, usually, with basal pudding

pudding rocks in the basis of a cover. Such relationship of the basement and cover speaks about uplifting (with the derelict of the basement to a surface of the land) this transitional zone (from Okhotsk Sea up to Pacific Ocean) on the boundary between of Cretaceous and Palaeogene. This time completes of a Mesozoic stage of development of the specified region and the beginnings new, Cenozoic stage, at which one were formed Paleocene-Eocene basins, location in modern boundaries of the Okhotsk Sea. In Early Palaeogene the central part of the sea was represented by land, from west, north and east surrounded by sea basins. This land can be prolonged and in region of modern structures – Kuril basin and Big Kuril arc. The specified features of developing Early Palaeogene basins in region of Okhotsk Sea and exterior Kuril arc can mirror global (epicyclic) epoch of compression on the boundary between Cretaceous and Palaeogene and spreading in Early Palaeogene (Paleocene-Eocene). The uniform history of developing Okhotsk region and exterior Kuril arc mirrors en evolutionary path of development of transitional zone between eastern Asian edge and Pacific Ocean on the Cretaceous and Palaeogene boundary.

Э.С.Тримонис

(Вильнюсский университет, Вильнюс, e-mail: trimonis@geo.lt)

Позднечетвертичное осадконакопление в юго-восточной Балтике

E.S. Trimonis

(Vilnius university, Vilnius, e-mail: trimonis@geo.lt)

Late Quaternary sedimentation in the south-eastern Baltic Sea

Формирование осадочного слоя в юго-восточной части Балтийского моря (ЮВБ) в позднечетвертичное время (последние ~13 тысяч лет) происходило в неоднократно менявшихся условиях. Эти изменения были предопределены неотектоническими и гляциоизостатическими движениями всего Балтийскоморского региона. Прошедшие события нашли отражение в осадочном покрове, структурные различия которого достаточно хорошо сопоставляются с главнейшими стадиями развития водоема.

Позднечетвертичные отложения, залегающие на поверхности плейстоценовых морен в ЮВБ, по геофизическим данным имеют мощность до 20 метров [1]. Это отложения приледниковых озер, озерные и морские глины, илы и песчано-галечные разности. Современные отложения в ЮВБ охватывают широкий спектр терригенных гранулометрических типов – от гравийно-галечных отложений, распространенных в пределах прибрежной части подводного склона, до пелитовых илов, накапливающихся в Гданьской и Готландской впадинах.

Новые геолого-геофизические исследования отдельных регионов ЮВБ [2, 3, 4] дополняют имеющиеся сведения о процессах формирования осадочного покрова в водоеме, в котором в сравнительно короткий период его эволюции произошли достаточно значимые изменения не только решающего влияния определенных факторов, но и всей обстановки осадконакопления в целом.

Осадконакопление в мелководной области ЮВБ детально исследовалось в прибрежной части подводного склона литовского побережья до глубин активного воздействия волн (до 25–30 м). В северной части изученного района подводный склон имеет абразионно-аккумулятивный рельеф с валунными полями, свидетельствующими о преобладании процессов абразии или нулевой седиментации. Реликтовые отложения плейстоцена обнажаются на дне во многих местах. Чаще всего это ареалы скоплений гравия, гальки и валунов на размытой поверхности морен (суглинков, супесей). Граница между реликтовыми отложениями и современными песками очень изменчива по глубине (от 2–4 до 15–16 м), вследствие большого разнообразия гидродинамических процессов в прибрежной зоне. Южнее Клайпеды вдоль Куршской косы подводный склон представлен ровной и пологой аккумуляционной равниной. В наиболее мелководной части склона (глубиной до 2 м) распространены разнозернистый песок, глубже – мелкозернистый. Весьма изменчива современная седиментация в полосе глубин 2–6 метров, где склон представлен подводными песчаными валами, разделенными эрозионными ложбинами (относительная глубина до 6–8 метров), дно которых покрыто песчано-гравийными отложениями.

Значительная часть современного подводного склона ЮВБ в позднеледниковье и в раннем голоцене находилась выше уровня моря [5, 6]. С точки зрения условий современного осадконакопления достаточно заметны унаследованные формы рельефа дна и покрывающие их отложения. Одним из таких примеров может быть Куршско-Самбийское подводное плато с волнисто-холмистыми песчаными массивами. Их поверхность представлена желтовато-серыми хорошо отсортированными кварцевыми мелкозернистыми песками. Предполагается, что песчаные массивы начали формироваться во время регрессии Анцилового озера. Интенсивная аккумуляция песчаных отложений была в первую фазу Литориновой трансгрессии, когда усилились потоки осадочного материала с юга из-за активной эрозии подводного склона Самбийского полуострова. Аккумуляция песков была неравномерной и прерывистой. Решающую роль в осадконакоплении играли гидродинамические факторы, хотя на определенных этапах существенными были флювиальные и эоловые процессы (стадия Анцилюс).

Наиболее полные разрезы позднечетвертичных отложений получены в глубоких впадинах ЮВБ – Гданьской и Готландской. Анализ процессов осадконакопления в позднечетвертичное время здесь базируется на комплексном изучении состава отложений в колонках длиной до 10–15 метров.

К настоящему времени палеогеографическая история ЮВБ раскрыта достаточно неплохо [7, 8 и др.]. В первоначальный этап осадконакопления, который совпадает с началом отступления ледника из южной части Балтики около 15 тысяч лет назад, формировались ледниковые и водно-ледниковые отложения (ленточные глины, гомогенные глины). Следующий этап – это формирование озерно-морского комплекса глин очень часто с характерной черной (гидротроилитовой) пятнистостью и слоистостью. Осадконакопление происходило в очень изменчивых условиях водной среды (прежде всего солености), а также уровня вод. Третий этап соответствует Литориновой стадии, в течение которой накопились серые, а также весьма разнородные микрослоистые илы, в целом легко различающиеся от нижнеголоценовых глин и по составу, и по физико-механическим свойствам.

Выделенные этапы осадконакопления во впадинах ЮВБ подчеркивают лишь наиболее яркие различия, которые зависели от многих факторов: колебаний уровня моря вследствие эвстатических и изостатических причин, динамических параметров водной толщи, особенностей состава и строения надморенного рельефа дна. Те же факторы влияли на осадконакопление и в мелководной седиментационной области, но в разрезах отложений там часто трудно обнаружить подтверждающие фактические данные.

1. Свиридов Н.И. Строение верхней части осадочного чехла Балтийского моря // Геологическая история и геохимия Балтийского моря / Под ред. Лисицына А.П. М.: Наука, 1984. С. 86-98.
2. Trimonis E., Gulbinskas S., Kuzavinis M. Sediment patterns of the underwater slope of the south-eastern Baltic Sea (Lithuanian sector) // *Geologija*. 2005. T. 52. P. 46-54.
3. Trimonis E., Gulbinskas S., Blažauskas N., Kuzavinis M., Visakavičius E. Composition and formation of sand massifs in the Curonian-Sambian submarine plateau (Baltic Sea) // *Geologija*. 2007. N 60. P. 39-50.
4. Gulbinskas S., Trimonis E., Blažauskas N., Michelevičius D. Sandy deposits study offshore Lithuania, SE Baltic Sea // *Baltica*. 2009. V. 22, N 1. P. 1-9.
5. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
6. Gelumbauskaitė L.Ž., Šečkus J. Late Quaternary shore formations of the Baltic basins in the Lithuanian sector // *Geologija*. 2005. T. 52. P. 34-45.
7. Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea // Ed. Emelyanov E.M. / Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. 496 p.
8. Емельянов Е.М., Бустрём К., Тримонис Э.С., Бублиц Г., Вестман П., Купцов В.М., Лейпе Т., Лукашина Н.П., Слободяник В.М. Стратиграфия и состав опорной колонки из Готландской впадины (Балтийское море) // *Океанология*. 1995. Т. 35, № 1. С. 108-113.

Composition and structure of the Late Quaternary sediment cover are comparing with the principal events of the basin evolution. The changeability of sedimentation depended on sea level fluctuations, water properties and dynamics, peculiarities of Quaternary morainic basement and bottom relief.

Т.Е. Улановская¹, В.В. Калинин¹, Г.В. Зеленщиков²

(¹ЗАО "ВолгоградНИПИнефть", ОКТБ "Орбита"; ²ОАО "Южгеология")

Майкопская серия российского сектора Каспийского моря

T.E. Ulanovskaya¹, V.V. Kalinin¹, G.V. Zelenschikov²

(¹CJSC "VolgogradNIPIneft", SDEB "Orbita"; ²JSC "Uzhgeologia")

Maykopskaya series of Russian sector of the Caspian Sea

Майкопская серия, иногда достигающая многокилометровой мощности, широко распространена на территории юга бывшего СССР и обычно отождествляется с суммой двух подразделений Общей стратиграфической шкалы – олигоцена и нижнего миоцена. Подстилающая майкопскую серию белоглинская свита во всех местных и региональных стратиграфических схемах фигурирует как эквивалент приабона (верхний эоцен). Наши же данные по сотням разрезов скважин, а также естественных и искусственных обнажений, не согласуются с такой точкой зрения. Например, в удивительных по стратиграфической полноте разрезах белоглинской свиты Приазовья имеются руководящие планктонные фораминиферы трёх ярусов: *Globigerina theka mexicana mexicana* (Cushman.), *G. mexicana barri* Brönn., *Clavigerinella eocanica* (Nutt.) – в нижней подсвите (бартон, средний эоцен); *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijz.), *Turborotalia centralis* (Cushman. et Berm.), *T. cerroazulensis* (Cole) с подвидами – в средней подсвите (приабон, верхний эоцен) и *Globigerina tapuriensis* Blow et Bann., *G. sellii* (Bors.), *G. ampliapertura* Bolli, *Globorotalia opima opima* Bolli – в верхней подсвите (рюпель, нижний олигоцен). Вид *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., который стратиграфы привыкли воспринимать как опознавательный знак белоглинской свиты, обнаруживается во всех трёх подсвитах. На Одесской площади бурения северо-западной части шельфа Чёрного моря белоглинская свита объемлет три пачки, отделённые одна от другой резкими границами. Нижняя пачка с обеднённым и невыразительным комплексом фораминифер под вопросом отнесена нами к приабону. Обильные бентосные фораминиферы средней пачки по своему видовому составу очень похожи на рюпельские из приазовских разрезов. Немногочисленные планктонные фораминиферы пачки подтверждают её рюпельский возраст, особенно вид *Globigerina tapuriensis* Blow et Bann. Из внушительного сводного списка фораминифер верхней пачки, которая венчает белоглинскую свиту, к стратиграфически наиболее значимым относятся: *Nodosaria floscula* (Orb.), *Lenticulina arcuato-*

Lenticulina arcuato-striata (Hantk.), *Marginulina behmi* (Reuss), *Alabamina perlata* (Andr.), *Siphonina kaptarenkae* Kraeva, *Baggina iphigenia* (Sam.), *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Asterigerina lucida* Minak., *A. rogalai* Mjatl., *A. rotula* (Kauf.), *A. ambigua* Kraeva, *A. cornuta* A. et K.Furss., *A. bimammata* (Gümb.), *Asterigerinella* sp., *Cibicides ex gr. lobatulus* Walk. et Jac., *C. ex gr. pseudoungerianus* Cushm., *C. oligocenicus* Sam., *C. praelopjanicus* (Mjatl.), *Elphidium karpaticum* Mjatl., *Caucasina schischkinskyae* (Sam.), *C. sectile* Ter-Grig., *Chilostomella balkhanensis* Dain et Chalil., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Uvigerina ex gr. hispida* Schwag., *Globigerina venezuelana* Hedb., *G. officinalis* Subb., *G. praebulloides* Blow., *G. droogeri* (Mjatl.), *Globorotalia brevispira* (Subb.). В верхней пачке также массовы нуммулитиды и зубы рыб, определявшиеся Л.А. Несовым как нижнеолигоценые. Верхняя пачка одесских разрезов белоглинской свиты параллелизуется с мандриковскими слоями Украины, а также с шорагбюрской свитой Армении, которую уверенно помещают в рюпель.

Майкопская серия российского сектора Каспийского моря, с размывом перекрывающая белоглинскую свиту (Улановская и др., 2007), изучена нами в разрезах пяти скважин (в скобках приведены интервалы глубин её залегания, м): Хвалынская-1 (1005–1680), Хвалынская-3 (1115–1835), Широтная-1 (312–702), Широтная-2 (<700–728,7), Ракушечная-1 (~545–675). По скважине Широтная-2 образцов, отобранных выше глубины 700 м, у нас не было. Состав отложений существенно глинистый. Глины (за редким исключением) неизвестковые, часто содержащие карбонатные и пиритовые стяжения, в базальном слое – также и небольшие линзы мергелей. Майкопскую серию по данным определений в ней фораминифер мы расчленили на 3 пачки, последовательно пронумерованные в восходящем направлении.

Пачка 1. Её кровля проведена на следующих глубинах скважин (м): 1050 (Хвалынская-1), 1405 (Хвалынская-3), 312 (Широтная-1), <700 (Широтная-2), ~545 (Ракушечная-1). На Широтной площади бурения в достаточно богатом комплексе фораминифер пачки много планктона, преимущественно сконцентрированного в её основании и включающего: *Globigerina officinalis* Subb., *G. ciperoensis* Bolli, *G. galavisi* Berm., *G. praebulloides* Blow (3 подвида), *G. ouachitaensis* Howe et Wall. (2 подвида), *G. anguliofficialis* Blow, *G. angustiumbilitata* Bolli, *G. angulisuturalis* Bolli, *G. angiporoides* Horn., *G. senilis* Bandy, *G. venezuelana* Hedb., *G. pseudovenezuelana* Blow et Bann., *G. euapertura* Jenk., *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *G. unicava* (Bolli, Loeb. et Tapp.), *Globorotalia gemma* Jenk., *G. munda* Jenk., *G. nana* Bolli, *G. permicra* Blow et Bann., *Chiloguembelina cubensis* (Palm.). Среди бентосных фораминифер встречены: *Spiroplectammina carinata oligocenica* J.Nikit., *S. tuaevi* (Moroz.), *Asterigerina falcilocularis* Subb., *Cibicides speciosus* Cushm. et Ced., *C. ex gr. pseudoungerianus* Cushm. (2 подвида), *C. oligocenicus* Sam., *C. extremus* Schutz., *Anomalina kasinaensis* Schutz., *A. munda* (N.Byk.), *Uvigerinella ex gr. californica* Cushm., *Neobulimina ex gr. elongata* (Orb.), *Robertina*

Robertina germanica Cushm. et Park. На Хвалынской площади бурения фораминифер в пачке меньше, особенно планктонных. В бентосной доле их комплекса доминирующими видами становятся *Baggatella divulgata* Subb., *B. latiaperta* Subb., *Bolivina mississippiensis* Cushm.

К пачке 1 сводится весь разрез майкопской серии, пройденный скважинами Широтная-1 и Ракушечная-1. Две остальные пачки наблюдались только на Хвалынской площади бурения.

Пачка 2. Скважина Хвалынская-3 пересекла кровлю пачки на глубине 1345 м. В разрезе скважины Хвалынская-1 она попадает на перерыв или же была пропущена при опробовании. Пачку как содержащую представителей своеобразного рода *Virgulinea* – *ex gr. pertusa* (Reuss) и другие виды – целесообразно называть слоями с *Virgulinea*. Сопутствующие бентосные фораминиферы весьма немногочисленны – это *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Baggina iphigenia* (Sam.), *Uvigerinea ex gr. californica* Cushm. Планктонных фораминифер, начиная с подошвы данной пачки, в отложениях майкопской серии нет.

Пачка 3. В разрезах обеих скважин Хвалынской площади бурения на неё приходится верхняя часть майкопской серии (до самой подошвы надмайкопского неогена). Комплекс фораминифер пачки чрезвычайно богат и разнообразен. Наиболее характерные виды из их числа: *Hyperammia djanaica* Bogd., *H. caucasica* Bogd., *Saccammia grzybowskii* Bogd., *S. zuramakensis* Bogd., *S. variabilis* Bogd., *Thurammia ovalis* Subb., *Ammodiscus tenuiculus* Subb., *A. granatus* Subb., *A. incertus* (Orb.), *Haplophragmoides fidelis* Ter-Grig., *H. rotundidorsatus* (Hantk.), *H. deformabilis* Subb., *H. kjurendagensis* Moroz. (2 подвида), *Ammobaculites foliaceus* (Brady), *A. ex gr. lobsanense* (Andr.), *A. impexus* Subb., *Reophax splendidus* Grzyb., *Hippocrepinella corrugis* Bogd., *Pseudocyclammia insignidentata* Subb., *P. discammiaeformis* Subb., *Trochammia auctolocularis* Subb., *T. florifera* Subb., *Trochammionoides concentricus* Subb., *T. rotaeformis* Subb., *Cyclammia ex gr. constrictimargo* R.E. et K.C. Stew., *C. turossa* Ter-Grig., *C. incisa* Stache, *C. kenzhaliensis* Mich. et Moroz. (с подвидами), *C. pseudocancellata* Chalil., *Spiroplectammia terekensis* Bogd., *S. carinata foliis* Kraeva, *S. carinata oligocenica* J.Nikit., *S. vicina* Erem., *S. caucasica* Djanel., *S. azovensis* J.Nikit., *Cornuspira involvens* (Reuss), *Lagena vulgaris* Will., *Nodosaria soluta* (Reuss), прочие *Lagenidae* и *Polymorphinidae*, *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Cibicides ornatus* Bogd., *C. nefastus* J.Nikit., *C. majkopicus* J.Nikit., *Nonion granosus* (Orb.), *N. praeivius* Subb., *Astrononion cf. ergenicus* Bogd., *Neobulimina elongata* (Orb.), *Caucasina buliminoides* Bogd., *C. schischkinskyae* (Sam.), *Uvigerinea ex gr. californica* Cushm., *U. californica parva* Kl., *U. californica uruchensis* Bogd., *U. majcopica* Kraeva, *Sphaeroidina variabilis* Reuss, *Sph. haueriana* Orb.

Ранее перечисленные планктонные фораминиферы низов майкопской серии (в пачке 1 каспийских разрезов) по своему видовому составу хаттские (верхний

олигоцен). *Globigerina ciperoensis* из того списка – зональный вид нижней зоны хатта стандартной зональной шкалы по планктонным фораминиферам.

Всё изложенное обозначает, что стратиграфический объём палеогеновой части майкопской серии более узок, чем принято думать. Она охватывает не весь олигоцен, а только хатт или, возможно, вместе с хаттом ещё и верхи рюпеля, но не более.

Сопоставление майкопской серии каспийских разрезов и разрезов юга бывшего СССР выглядит следующим образом.

Пачка 1 – это так называемый "подостракодовый майкоп". В отличие от совокупности кызылджарской и никопольской свит Украины или пшехской свиты Предкавказья разрез пачки сокращён. Но наличие общих видов фораминифер у этих стратиграфических подразделений (в том числе нескольких планктонных) позволяет проводить такую корреляцию. "Остракодовые" слои (маркирующий горизонт майкопской серии), которые должны перекрывать пачку 1, отсутствуют, выпадая из разреза. При этом следует иметь в виду, что мощность "остракодовых" слоёв, в Предкавказье не превышающая нескольких метров, на некоторых участках юга Украины возрастает до сотен метров. "Остракодовые" слои в таких случаях расщепляются на некоторое количество (от 2 до 5) отдельных слоёв с остракодами, разделённых слоями без остракод, а иногда и без фораминифер.

Продолжение пачки 2 к западу от северной части Каспийского моря легко узнаваемо (по наличию представителей рода *Virgulinella*) в разных местах: на Северном Кавказе (обнажения по рекам Белая, Лаба, Кубань, Урух, Фиагдон, Асса, Аргун и Сулак), в Южном Предкавказье (разрезы по некоторым скважинам Армавирского, Грозненского, Элистинского районов), в Крыму (разрезы скважин Тарханкутского полуострова). Слои с *Virgulinella* можно также ожидать на юге Азовского моря и Притаманском шельфе Чёрного, если скважины здесь будут добурены до глубины их залегания. В центральных районах Северного Кавказа слои с *Virgulinella* соответствуют блоку свит, последовательно сменяющих одна другую по вертикали: Морозкиной балки, баталпашинской и алкунской. Ниже середины первой из них и выше кровли последней виргулиnell нет. Их находки не известны также за пределами вышеобозначенной протяжённой субширотной полосы сосредоточения местонахождений слоёв с *Virgulinella*, т.е. в более северных районах пространства развития майкопской серии. Слои с *Virgulinella* там выклиниваются, обуславливая одно из внутримайкопских несогласий.

Фораминиферы пачки 3 не оставляют сомнений в её принадлежности к керлеутской свите Украины. *Haplophragmoides kjurendagensis* Moroz. – руководящий для свиты вид, не выходящий за пределы её границ. В богатом комплексе сопровождающих его других видов резко преобладает агглютинирующий бентос. Транзитные виды в комплексе, т.е. такие, которые впервые появляются ниже подошвы свиты и переходят из неё в более молодые отложения, единичны. Уровни частичного обновления комплекса форами-

нифер внутри свиты являются корреляционными, обеспечивающими сопоставление отложений, удалённых на очень большие расстояния. Этими же уровнями свита делится (в порядке стратиграфической последовательности) на 10 слоёв со следующими индекс-видами: 1) *Caucasina buliminoides* и *Uvigerinella californica uruchensis*, 2) *Rotaliammina depressa* и *Haplophragmoidesiferoexcavatus*, 3) *Saccamina zuramakensis*, 4) *Pseudogaudryina tripartita*, 5) *Spiroplectammina terekensis*, 6) *Spiroplectammina caucasica*, 7) *Cibicides nefastus* и *C. ornatus*, 8) *Sphaeroidina variabilis*, 9) *Porosonion dendridicus* и *Elphidium onerosum*, 10) *Bolivina goudkoffi caucasica*. Этот ряд одиночных индекс-видов и их пар следует рассматривать как приближительный, в дальнейшем подлежащий уточнению.

В современных стратиграфических схемах Украины керлеутскую свиту дробят на более мелкие самостоятельные свиты. Из многих свит, выделённых в Предкавказье и Азовском море, можно "собрать" (если их расположить в правильной последовательности), единую керлеутскую свиту. В пачке 3 каспийских разрезов (по сравнению с керлеутской свитой в полном объёме) не хватает некоторых слоёв, в том числе двух верхних: с *Porosonion dendridicus* и *Elphidium onerosum* и с *Bolivina goudkoffi caucasica*. Они здесь размыты или не накапливались. Но керлеутская свита в майкопской серии не конечная. Её прикровельные свиты – это чернобаевская на Украине и цаганхакская в Северном Предкавказье с руководящими в них *Cibicides stavropolensis* Bogd. и *Bulimina tumidula* Bogd. На уровне подошвы этих двух свит множество прежних видов исчезло. Употребляемое для "надкерлеутских отложений" майкопской серии название "ольгинская свита" неприемлемо, так как они ни по каким своим признакам не отвечают стратотипу этой свиты на реке Кубань. Распространённого для этого стратиграфического подразделения названия "слой с *Neobulimina elongata*" тоже лучше избегать, так как начало существования и вымирание данного вида-индекса не фиксирует его границ.

Внутри майкопской серии проходит граница палеоген–неоген. Официальные стратиграфические схемы совмещают её с подошвой алкунской свиты. Верхние слоёв с *Virgulinella* и вся керлеутская свита при этом оказываются в нижнем миоцене. Но мы склонны разделять другое мнение, согласно которому моллюски и динофлагелляты в керлеутской свите хаттские и поэтому границу палеоген–неоген следует повысить до её кровли. В этом случае вся майкопская серия каспийских разрезов будет олигоценовой. Верхний олигоцен и нижний миоцен здесь срезаются сарматской и акчагыльской трансгрессиями неогена.

Maykopskaya series (Oligocene – lower Miocene) is widespread on the south of ex-USSR. We have learned stratigraphy of Maykopskaya series Caspian Sea by the materials of five deep drillholes.

А.М. Фазлиахметов

(Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, e-mail: famrb@mail.ru)

Осадконакопление на склонах и в подножии островных дуг на примере улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала

A. Fazliakhmetov

(Institute of Geology, SCU RAS, Ufa)

Sedimentation on slopes and in foots of island arcs by example of the Ulutau Formation of the East-Magnitogorsk zone of the South Urals

Улутауская свита сформировалась в живетско-раннефранское время у подножия Магнитогорской островной дуги (ОД) в результате накопления кластики, образовавшейся при гравитационном перемещении продуктов пирокластических выбросов и разрушения вулканических построек [1, 2]. Мощность свиты колеблется от 800 до 1500 м и в стратотипической местности (район г. Сибая) достигает 2000 м. Накопление мощной толщи вулканомиктовых осадков являлось важным этапом в истории геологического развития Магнитогорской островной дуги, но детальных исследований причин и процесса ее образования не проводилось.

Отложения гравитационных потоков широко распространены в субаквальных обстановках вблизи районов вулканизма и представлены вулканомиктовыми кластолитами различных гранулометрических и генетических типов [3], образующих сложные парагенетические ассоциации. Изучение закономерностей изменения (по разрезу и по простиранию) состава кластики, типов преобладающих текстур и структур позволяет восстановить обстановки осадконакопления и определить особенности области мобилизации. Но, необходимое для этого сопоставление палеонтологически «немых» вулканогенных и вулканогенно-осадочных разрезов, относящихся иногда к разным структурно-формационным зонам, затруднено отсутствием надежных временных реперов. В этом отношении, Западно-Магнитогорская зона (ЗМЗ) Южного Урала является исключением. Начиная с 1973 года для определения возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ ЗМЗ применяются конодонты, встречающиеся в кремнистых породах – постоянных членах островодужных комплексов ЗМЗ. На их основе, возраст большинства местных стратонов, в том числе улутауской свиты и ее возрастных аналогов, был уточнен, стала возможной более точная корреляция разрезов [4].

В результате обобщения опубликованных данных предшественников и материалов, полученных автором при полевых исследованиях, предлагается схема образования улутауской свиты, обнаруживающая много сходств с последовательностью осадочного процесса Н.М. Страхова [5] и осадконакоп-

лением на втором глобальном уровне лавинной седиментации, охарактеризованном А.П. Лисицыным [6].

Областью мобилизации вулканогенно-осадочного (обломочного) материала в живетско-раннефранское время служила Магнитогорская островная дуга. Эксплозии и разрушение вулканических построек поставляли огромное количество кластики, которая, по-видимому, накапливалась в верхней части склона вулканических островов и межвулканических пространствах, а затем, посредством гравитационных потоков, возникавших при накоплении критических масс осадков и землетрясениях, сносились вниз по склону ОД. Пути движения, по-видимому, служили каньоны и межвулканические ложбины, разделяющие пространства с накоплением тонкозернистой кластики и кремнистых осадков. Подобный характер седиментации развит на континентальных склонах, но, в отличие от ОД, источником рыхлого материала служат осадки дельт, эстуариев, принесенные с суши реками, и, в меньшей мере, продукты вдольберегового перемещения обломков. Современные реки, впадающие в моря, существуют достаточно долгое время без существенного вдольберегового перемещения устья, что обуславливает стабильную поставку обломочного материала через один каньон в один глубоководный конус выноса. В противоположность этому, вулканические извержения происходят прерывисто, но на всем протяжении ОД, что отражается в осадках, как самих островных дуг, так и их склонов. Например, в районе д. Салаватово, нижняя и верхняя части улутауской свиты сложены кремнистыми и, в меньшей мере, алевро-песчаными породами с тонкой горизонтальной слоистостью, свидетельствующей о спокойных условиях накопления. Средняя часть свиты сложена конглобрекциями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, образующими пласты мощностью 5–6 м с массивным или градационным сложением. В этой же толще встречены блоки вулканитов, по-видимому, оползневого происхождения. Накопление улутауской свиты в данном разрезе происходило, вероятно, на склоне островной дуги, о чем говорит пространственное положение этого разреза (между центрами вулканизма и подножием ОД), горизонтальная слоистость и кремнисто-мелкообломочный состав пород. Средняя толща сформировалась, вероятно, в период вулканической активности прилегающих с востока областей и продвижении гравититов вниз по склону. Грубый состав обломков, большая мощность ритмов и наличие оползневых блоков, указывает на формирование этого интервала разреза в условиях глубоководного каньона [7], возникшего во второй половине живета и прекратившего свое существование в начале франа.

Поступление вулканического материала на всем протяжении ОД, расчлененный рельеф, представленный вулканическими постройками и, разделяющими их межвулканическими впадинами, обуславливали равномерную поставку материала к подножию ОД. В результате сформировался шлейф вулканических обломочных пород, состоящий из слившихся воедино

многих конусов выноса. Этой области соответствует улутауская свита Кизило-Уртазымской подзоны ЗМЗ. В ряде разрезов можно видеть, что свита сложена вулканомиктовыми обломочными разностями с прослоями кремнисто-пелитолитовых пород разной мощности, указывающих на перерывы в поступлении кластики.

В направлении с востока на запад наблюдается смена грубообломочных прослоев мелкообломочными, связанная с удалением от источника поступления кластики. Например, конглобрекции, наблюдаемые в средней части улутауской свиты в районе д. Давлетово, в направлении на северо-восток постепенно замещаются гравелитами и песчаниками, а далее на восток – песчаниками, алевролитами и алевропелитами.

Осадконакопление в областях вулканизма и континентальных провинциях подчиняется одним законам. Различия состоят в источнике и, следовательно, в составе обломочного материала, степени и длительностью переработки в поверхностных условиях. Дальнейшее сопоставление двух обстановок седиментации необходимо для систематизации разрозненных знаний о вулканогенно-осадочных породах.

1. Хворова И.В., Елисеева Т.Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. Литология и полезные ископаемые. 1965. № 1. С. 53–69.
2. Широбокова Т.И. Ритмично-слоистые толщи среднедевонского вулканогенно-обломочного комплекса и их соотношение с колчеданными формациями в Баймакском районе Южного Урала: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1973. 29 с.
3. Фишер Р.В. Субаквальные вулканокластические породы / Геология окраинных бассейнов. М. Мир, 1987. С. 9–51.
4. Артюшкова О.В. Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала: Автореф. дис. ...доктора г.-м.н. Новосибирск, 2009. 40 с.
5. Страхов Н.М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов / Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961. С. 5-27.
6. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М. Наука. 1988. 309 с.
7. Хворова И.В. Фации подводных гравититов / Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М. Наука, 1987. С. 37-58.

The Ulutau Formation (Givetian – Early Frasnian) deposited on the slope and in foot of the Magnitogorsk volcanic arc. Explosions and destructions of volcanic rocks supplied a great number of sediments. The main type of transport was gravity flows. It is shortly reviewed main similarities and differences between sedimentation on island arcs and on passive continental margin.

**Д.Т. Фидаев, Д.В. Ерошенко, С.М. Исаченко,
И.В. Сопивник**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, e-mail: ioran@atlas.baltnet.ru)

**Строение и ареалы распространения верхнечетвертичных
отложений Северной Балтики**

D.T. Fidaev, D.V. Eroshenko, S.M. Isachenko, I.V. Sopivnik

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad).

**Structure and areas of distribution of Upper-Quaternary
deposits of Northern Baltic**

По результатам изучения колонок осадков (70 станций), полученных коллективом сотрудников лаборатории геологии Атлантики АО ИОРАН составлены продольные и поперечные геологические профили (рис. 1, 2) и созданы карты мощностей голоценовых осадков Северной Балтики. Литолого-стратиграфическое разделение осадков проводилось согласно А.И. Блажчишину [1, 2], а стадии развития бассейна по В.К.Гуделису [3].

Обобщенная характеристика колонок осадков представлена (снизу вверх) следующим образом:

1) верхнеплейстоценовые ледниковые отложения, представлены валунно-галечными (основные – гляциальные) и песчано-гравийными (флювиогляциальные) моренами, обнажающиеся на мелководных участках, склонах впадин и подводных возвышенностях. По данным НСП [4] в Северной Балтике мощности ледниковых отложений достигают 30–40 м;

2) верхнеплейстоценовые позднеледниковые макро- и микроленточные глины стадии приледниковых озер и Балтийского ледникового озера. Низы разрезов представлены макроленточными глинами, суглинками с прослоями алевроитов, и супесями с прослоями песков серого, коричневатосерого цветов, обогащенные карбонатами (CaCO_3 до 30–50 %). Толщина лент от 1–2 см до 6–8 см. Верхнюю часть разрезов составляют микроленточные глины палево-серого цвета, тонкодисперсные и пластичные, гранулометрический состав которых, по данным [5] содержит большое количество (> 70 %) пелитовых и субколлоидных фракций, представляющие дистальные осадки далеко отступившего ледника. Наибольшая, вскрытая колонкой (ст. АМК 2379) мощность (до 380 см) ленточных глин, приурочена к Северобалтийской впадине. На подводных возвышенностях и бортах впадин, мощности уменьшаются до первых десятков сантиметров, либо выклиниваются полностью;

3) нижнеголоценовые гомогенные (морские – иольдиевые) и гидро-троилитовые (озерные – анциловые) глины. Эти отложения вскрыты колонками на более чем 30 станциях. В основании разрезов часто наблюдают-

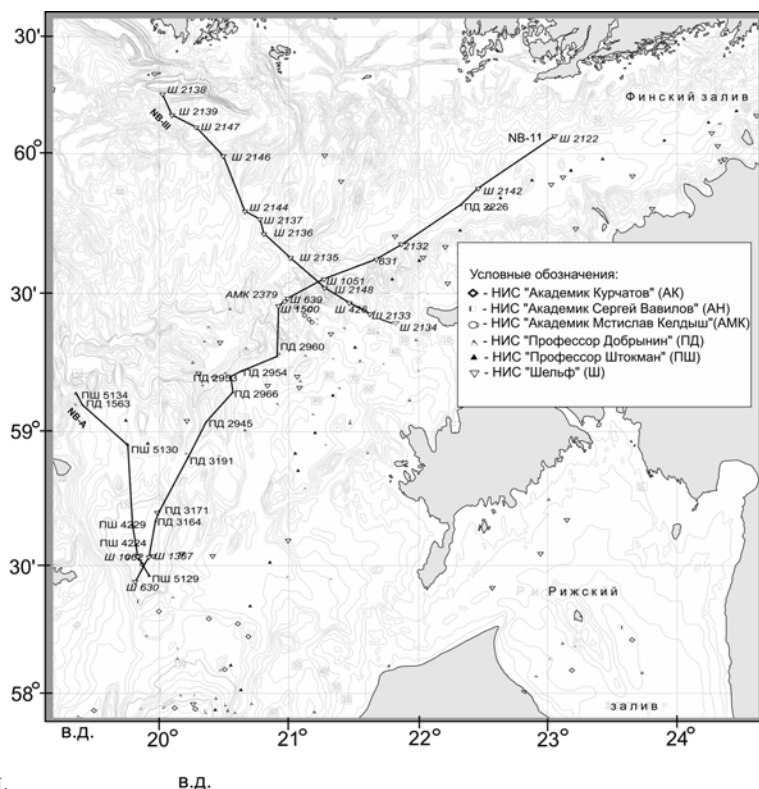
ся тонкие прослои песка (ст. АМК 2379; РД 2968; Ш 2142 и др.). Низы разрезов колонок представлены тонкодисперсными гомогенными глинами коричневатого-бурого цвета с пятнистой текстурой, обусловленной гидротроилитовыми пигментами. Содержание пелитовой фракции достигает 80–90 % [2], что свидетельствует о гидродинамически спокойной среде осадконакопления. Верхние части разрезов представлены – гомогенными глинами серого и голубовато-серого цветов, с прослоями (до 10–20 см) темно-коричневых и черных гидротроилитов. На основании находок диатомей – солоноватоводных и пресноводных форм [3], гомогенные глины разделены на морские – иольдиевые (низы разрезов) и озерные – анциловые (верхи разрезов) стадии развития Балтики. В гранулиметрическом составе глин верхней части разрезов, содержание пелитовой фракции достигает до 70 % [2]. Мощности гомогенных глин изменяются в широких пределах, от 0 до более 4 м (ст. АК 2609), сосредотачиваясь в основном, во впадинах;

4) средние – верхнеголоценовые (литориновые и постлиториновые) илы и алевроиты серого, зеленовато-серого цветов, слагают самые верхние части разрезов голоценовых осадков. Илы распространены в основном в центральных участках впадин, заполняя неровности подстилающей поверхности. Средняя их мощность 2–2,5 м, наибольшая мощность 590 см (ст. Ш 2136), приурочена к Северобалтийской впадине. В разрезе илов наблюдаются до 3–4 микрослоистых пачек, мощностью 5–15 см, состоящих из чередования терригенных (серых) и сапропеловых (бурых) илов, а также аутигенных (черных-гидротроилитовых) образований. Алевроиты встречаются на склонах впадин, отдельных впадинках-ловушках, и мелководных участках. Мощности алевроитов первые десятков сантиметров, реже до 1 м.

Наибольшие мощности послеледниковых осадков Северной Балтики, в целом, тяготеют к впадинам моря [4]. Латеральные контуры ленточных и гомогенных глин, в зависимости от степени расчлененности рельефа дна, образуют сильно изрезанные, нередко, изолированные поля. Мощности осадков от места к месту сильно изменяются, вплоть до полного выпадения из разрезов, чаще на склонах впадин и подводных возвышенностях, которые подвержены подводной эрозии дна.

Литориновые и постлиториновые – современные илы, достаточно отчетливо приурочены к центральным районам впадин, где образуют многочисленные локальные изолированные, или полуизолированные ареалы. Мало-мощные (5–10 до 80–100 см) алевроитовые, реже песчаные с гравием и галькой современные осадки, приурочены к подводным возвышенностям, отдельным углублениям и мелководным районам, находящиеся под влиянием интенсивной гидродинамической обстановки среды.

Формирование рельефа дна Северной Балтики очень тесно связано с последними фазами и субфазами (Северозэстонской, Паливере, Сальпуаселья) отступления ледника [3], после которых остались гряды конечно-моренных образований, создающие все неровности дна бассейна. Сильная расчленен-



с.ш.

в.д.

Рис. 1. Расположение геологических станций и профилей в Северной Балтике

ность рельефа и послеледниковая интенсивная седиментация, способствовали локализации осадочного материала в обособленных, относительно глубоких впадинах Северной Балтики, где наблюдаются наиболее мощные и полные разрезы верхнечетвертичных отложений.

Полученные данные будут полезны для дальнейших исследований условий среды осадконакопления, палеогеографических, геоэкологических и других реконструкций в Северной Балтике.

Исследования выполнены в лаборатории геологии Атлантики АОИО РАН по проекту ФЦП «Мировой океан» под научным руководством Емельянова Е.М.

1. Блажишин А.И. Литологостратиграфические комплексы позднечетвертичных отложений // Осадкообразование в Балтийском море / Ред. А.П. Лисицин, Е.М. Емельянов. М.: Наука. С. 232–246.

2. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
3. Гуделис В.К. История развития Балтийского моря // Геология Балтийского моря. /Ред. Гуделис В.К., Емельянов Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 95–116.
4. Свиридов Н.И. Строение верхней части осадочного чехла Балтийского моря // Геологическая история и геохимия Балтийского моря / Ред. Лисицин А.П. М.: Наука, 1984. С. 86–98.
5. Тримонис Э.С., Емельянов Е.М., Вайкутене Г. Палеогеографические особенности осадконакопления в Северной части Балтийского моря // Океанология. 2008. Т. 48, № 5. С. 76–777.

The data on a structure and areas of distribution for the Upper-Quaternary deposits in the Northern Baltic were obtained based on studying of 70 cores. Lithologic composition of deposits is presented by terrigenous pelitic (clayey) material up to 70 %. The greatest thickness of deposits (4–6 m) is localized in the deep; it decrease to boards and shallow sites up to full loss from sections. Relief of the glacial recessional moraine formations is an important factor in the distribution of the deposits, creating the isolated hollows-traps with the most full sections of deposits.

Г.С. Харин, Н.П. Лукашина

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, e-mail: lukashinanp@mail.ru)

Морские бассейны Северо-Западной Европы в палеогене

G.S. Kharin, N.P. Lukashina

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

The North-Western European Sea Basins in Paleogene

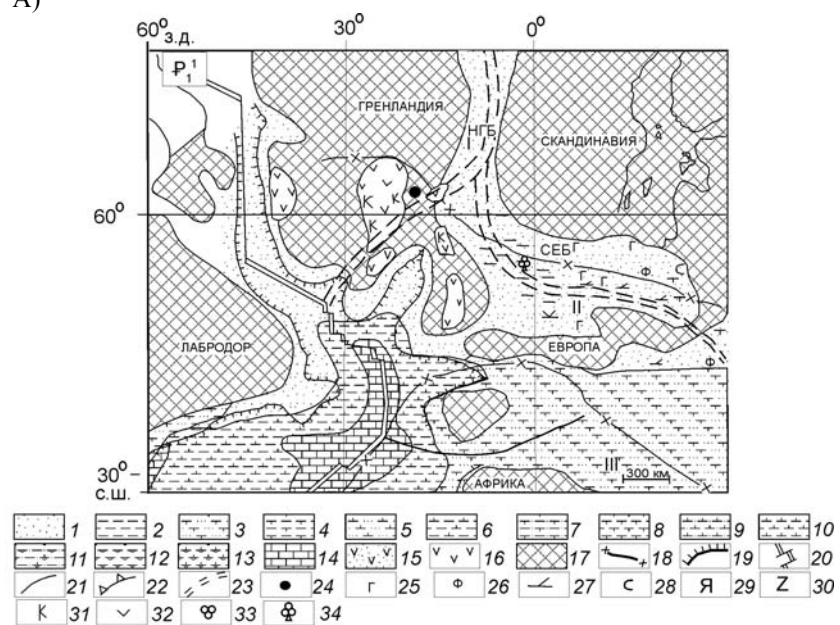
По материалам глубоководного бурения в Норвежском и Гренландском морях, нефтепоискового бурения в Балтийском море и Калининградской области, опубликованным и оригинальным данным на геодинамической основе составлены 6 литолого-палеогеографических схем. На этих схемах отражены основные моменты зарождения, эволюции и отмирания доспрединговых морских бассейнов, существовавших на северо-западной окраине Европы до момента откола от нее Гренландии. Шельфовые и внутриконтинентальные моря в палеогене занимали обширные площади на западной и восточной окраинах современных Гренландско-Норвежского бассейна и Северной Атлантики, а также современные Северное и Ирландское моря, южные части Балтики, Прибалтики, северные районы Германии и Польши. Через Калининградскую область, Беларусь и Украину море в виде широкого пролива прослеживалось до северных окраин палеоокеана Тетис. Развитие морских бассейнов в названных регионах определялось движением трех главных литосферных плит – Евразийской, Северо-Американской и Африканской и влиянием трех океанов – Атлантического, Тетис и Северного Ледовитого. В отдельные временные интервалы палеогена значительное влияние оказывал Тихий океан. Большое значение для палеогеографии палеогена Норвежско-Гренландского бассейна и Северной Атлантики имел и имеет сейчас Исландский плюм, вулканические продукты которого занимают громадные площади, называемые трапповыми провинциями Туле, Британо-Арктическая и Северо-Атлантическая. Плитовая тектоника (спрединг) сказывалась на размерах Норвежско-Гренландского бассейна и Северной Атлантики, шельфовые моря которых стали частью окраины океана, а воздымание континентальных блоков (в основном под влиянием субдукции океанической коры Тетиса под Европу) постепенно привели в конце палеогена к ликвидации ее северо-западных внутриконтинентальных морских водоемов. Из морских бассейнов Северо-Западной Европы лишь Северное море пока сохраняется в «первозданном» виде, т. е. таким, как оно было в палеогене, но значительно обмелевшим. На палеогеографических схемах показаны данные о составе морских осадков, о наличии в них вулканических пеплов, включений янтаря, фосфоритов, продуктов размыва кор выветривания и другие сведения. Для иллюстрации характера эволюции, изменения размеров, конфигурации, состава осадков приводим 3 литолого-палеогеографи-

ческих схемы (рис. 1А-В). В раннем палеогене (рис. 1А), в доспредиговую стадию, когда Гренландия примыкала к Европе, существовали шельфовые Северное и Норвежско-Гренландское моря, на дне которых развивались грабены, заполнявшиеся терригенными турбидитными осадками большой мощности (до 3–4 км). Эти осадки стали вмещателями гигантских месторождений нефти и газа. В конце палеогена моря затопили почти всю Северо-Западную Европу, Южную Балтику и Прибалтику. Об этом свидетельствует наличие в осадках планктонных фораминифер и разнообразных бентосных видов фораминифер. В верхнепалеоценовых-нижнеэоценовых осадках Северного моря (формации Болдер и Селе) найдено до 200 прослоев вулканического пепла [1], а в средне- и верхнепалеоценовых осадках Калининградской области отслежены цеолитоносные горизонты алевролитов мощностью до 10 м и более [2]. В конце раннего и среднем эоцене в результате спрединга срединно-океанических хребтов Кольбенсей, Мона, Аегир и Книповича интенсивно расширяется Норвежско-Гренландский бассейн, приобретая черты океанического бассейна. По мере его расширения и углубления здесь стала преобладать глубоководная терригенная седиментация. В позднем эоцене вдоль линеамента Тейсера-Торнквиста, разделяющего Восточно-Европейскую и Западно-Европейскую платформы, Северное море трансгрессировало и соединялось с морями Мезотетиса. Вдоль морских проливов образовался ветровой коридор. Усиление муссонных ветров вызвало крупные лесоповалы. Особенно обширными они были в хвойных лесах Фенноскандии, расположенной на большей части Балтики и Скандинавии. Обильное смоловыделение в результате лесоповалов и резкой смены температурного режима с прогрессирующим похолоданием вызвали накопление смол в почве. Их последующий размыв и перенос по густой речной сети, захоронение в лагунных дельтах среди глауконитовых илов в щелочной среде, где смоляные обломки преобразовались в янтарь – все это превратило конец позднего эоцена - начало раннего олигоцена в янтарную эпоху [3, 4]. С этой эпохой связаны и процессы фосфоритообразования.

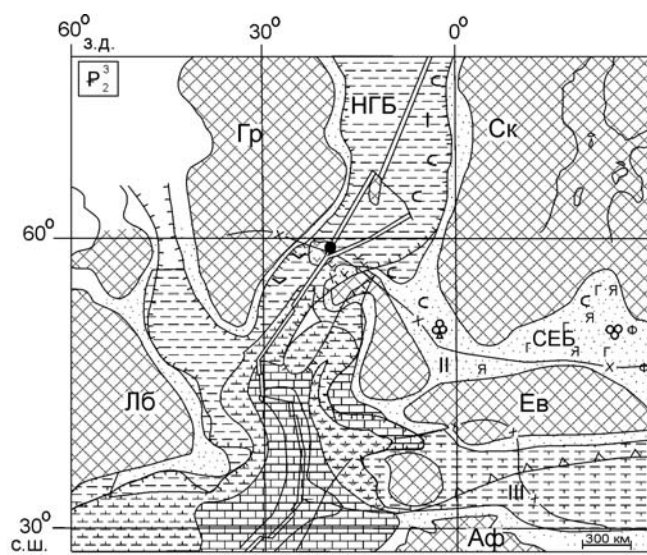
В палеогеновых морских отложениях Северо-Западной Европы выделяется до 7 горизонтов желваковых, желваково-плитных и зернистых фосфоритов, наиболее вероятным источником фосфора, в которых были продукты размыва коры выветривания [5]. В олигоцене происходит обмеление и постепенная ликвидация морских бассейнов Северо-Западной Европы. В миоцене здесь существовала озерно-болотная равнина, где формировались месторождения бурых углей.

1. Morton A.C., Knox R.W. Geochemistry of Late Paleocene and Early Eocene tephra from the North Sea Basin // J. Geol. Soc. London. 1990. V. 147. P. 425-430.
2. Загородных В.А. Диагенетические цеолиты Южной Прибалтики // Информ. сб. научно-технич. достижений и передовой опыт в обл. геологии и разведки недр. М.: Геоинформмарк. 1993. С. 25-31.

А)



Б)



В)

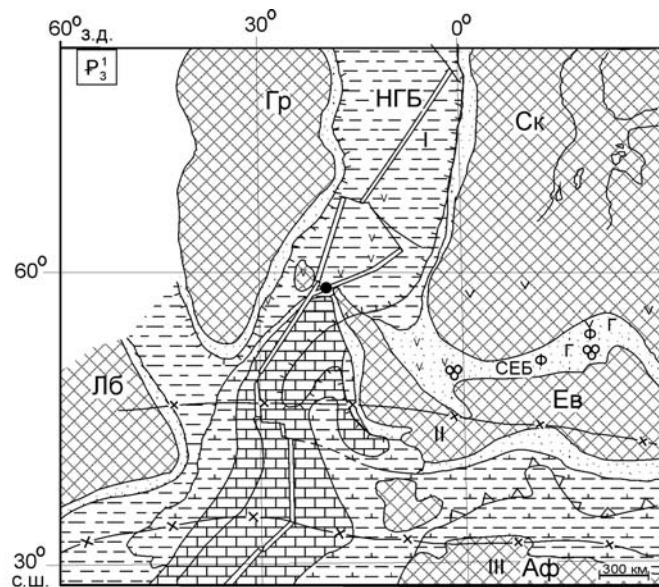


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема раннего палеоцена (А), позднего эоцена (Б) и раннего олигоцена (В).

1–15 – морские и океанские донные отложения: 1 – терригенные (>50 % терригенного материала, < 10 % CaCO_3) обломочные пески и крупные алевроиты, 2 – терригенные илы, 3 – терригенные известковистые (10–30 % CaCO_3) бентогенные пески и алевроиты, 4 – терригенные известковистые (10–30 % CaCO_3) бентогенные илы, 5 – терригенные известковистые планктогенные обломочные пески и алевроиты, 6 – терригенные известковистые планктогенные илы, 7 – терригенные слабоизвестковистые (30–50 % CaCO_3) бентогенные обломочные пески и алевроиты, 8 – терригенные слабоизвестковистые (30–50 % CaCO_3) бентогенные илы, 9 – терригенные слабоизвестковистые планктогенные обломочные пески и алевроиты, 10 – терригенные слабоизвестковистые планктогенные илы, 11 – терригенные кремнистые (10–30 % SiO_2 ам.) илы, 12 – терригенные слабоскремневые (30–50 % SiO_2 ам.) илы, 13 – терригенные известковистые и кремнистые (по 10–30 % CaCO_3 и SiO_2 ам.) илы, 14 – биогенные известковые планктогенные илы, 15 – осадки, содержащие 10–50 % вулканического пепла; 16–24 – прочие обозначения: 16 – вулканогенные накопления, 17 – области размыва на континентах и микроконтинентах, 18 – климатические зоны и их границы (I – умеренного и умеренно-теплого влажного климата, II – субтропического и тропического влажного климата, III – тропического сухого климата), 19 – границы континентов, 20 – зоны спрединга, 21 – зоны скольжения плит, 22 – зоны субдукции, 23 – зоны глубинных разломов, 24 – проекция Исландского плюма; 25–34 – индикаторы палеогеографических обстановок: 25 – глауконит, 26 – фосфориты, 27 – прослои мергелей в терригенных осадках, 28 – спикулы кремнистых губок, 29 – обломки янтаря в осадках, 30 – цеолиты, 31 – красноцветная латеритная кора выветривания in situ, 32 – продукты перемыва латеритной коры выветривания в осадках, 33 – фораминиферы планктонные, 34 – фораминиферы агглютинирующие.

3. Kharin G.S. Geological conditions of the amber-bearing deposits originating in the Baltic Region // *Amber Fossils*. 1995. 1. P. 47-54.
4. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Условия образования янтареносных отложений и вопросы корреляции прусской свиты // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2002. Т.10. № 2. С.93-99.
5. Харин Г.С. Фосфоритоносность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Прибалтики // *Литология и полезные ископаемые*. 2009. № 4. С. 339-362.

Are reconstructed the paleotectonic, lithologic, climatic and others conditions of sediments. In the sea basins formed the terrigene deposits including oil-gas contenting. There are the products of the paleosoil erosion, heavy minerals, zeolitic, phosphatic, glauconitic, amber bearing horizons representing practical interest.

Г.С.Харин, Д.В.Ерошенко

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, РАН,
г. Калининград, e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru)

**Корреляция кайнозойских эпох эксплозивного вулканизма
в разных регионах Атлантики**

G.S. Kharin, D.V. Eroshenko

**The correlation of the Cenozoic explosive volcanic epochs
in different atlantic regions**

По данным первичных отчетов DSDP, ODP, IODP составлены схемы распределения прослоев вулканического пепла в осадках кайнозоя для разных регионов Атлантического океана, включая Норвежско-Гренландский, Карибский бассейны и Средиземное море (рис. 1). Всего по Атлантическому океану было проанализировано около 220 скважин глубоководного бурения, в 86 из них встречена пирокластика различной степени измененности. Отметим, что выбор регионов определен как репрезентативным наличием скважин глубоководного бурения, так и наличием зафиксированных в керне этих скважин прослоев вулканического пепла, являющимися результатами наземных эксплозий. Подобные прослои надежно выделяются при документации керна. Они обычно подтверждаются и при просмотре мазков (smear-слайдов) под микроскопом, что входит в обязательный элемент при изучении кернов на борту судна. Более углубленное изучение вулканокластики включало в себя анализы минерального и химического составов, наличия редких и редкоземельных элементов. Реже изучался изотопный состав. В данном докладе мы приводим только сведения о наличии прослоев вулканического пепла, чтобы: 1 – выявить эпохи эксплозивного вулканизма, 2 – провести сопоставление этих эпох в разных регионах Атлантического океана.

Необходимо заметить, что имеется определенная неполнота данных, т.к.: 1 – бурение иногда проводилось без отбора керна, 2 – наличие перерывов в седиментогенезе и размыв отдельных горизонтов создает «белые полосы» в распределении вулканического пепла. Ликвидировать эту неполноту данных мы старались методом обобщенного разреза, используя данные не одной (обычно наиболее полной по содержанию прослоев пирокластики), а по наиболее представительным в этом качестве скважинам в регионах, с максимальным количеством пробуренных стратиграфических горизонтов. Наибольшее количество скважин, выявивших прослои пирокластики, имеется в Норвежско-Гренландском и Карибском бассейнах, в регионе Канарских островов, островов Зеленого мыса и Средиземном море. По этим регионам проводились исследования пирокластики [1, 2, 3, 4, 5]. По другим вулканическим регионам Атлантики данных гораздо меньше, но их также можно использовать при сравнении с вышеотмеченными.

Распределение прослоев пирокластики в Норвежско-Гренландском и Карибском бассейнах характеризуется наиболее полным набором по всему разрезу кайнозоя (рис. 2). В Средиземноморском регионе и Центрально-Восточной Атлантике (ЦВА) оно выявлено лишь для верхней части разреза. Пирокластика в Норвежско-Гренландском регионе и ЦВА она связана с деятельностью плюмовых вулканов, а в Карибском и Средиземноморском – с вулканами островных дуг и зон субдукции. Для всех этих четырех разрезов характерна неравномерность распределения прослоев пирокластики. Выделяются эпохи более насыщенные этими прослоями. Для Норвежско-Гренландского и Карибского бассейнов они находятся:

1 – в позднем палеоцене и раннем эоцене, 2 – раннем и среднем миоцене, 2 – в плиоцене, плейстоцене. Такое же положение наибольшего количества прослоев пирокластики имеют и разрезы плейстоцена в Средиземном море. В регионах возвышенностей Сьерра-Гранде и Рио-Гранде, островов Зеленого мыса и Канарских островов и Китового хребта имеющиеся данные подтверждают наличие поздне- и раннеэоценовой эпохи эксплозивного вулканизма.

Для пирокластики вулканов островных дуг и зон субдукции при близком (почти синхронном) возрасте намечается небольшое «опережение» во времени эпох максимального ее отложения по сравнению с пирокластикой плюмовых вулканов. Это может свидетельствовать о зависимости последних от погружающихся субдукционных слэбов в глубины мантии.

1. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука. 256 с.
2. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. История эруптивного магматизма Карибского бассейна // Петрология. 2001. Т. 9, N 6. С. 623-638.
3. Харин Г.С.Ерошенко Д.В. Эволюция эксплозивного вулканизма Норвежско-Гренландского бассейна // Вулканология и сейсмология (в печати).
4. Ерошенко Д.В. Распределение пирокластики в осадках Средиземного моря // Океанология. 1999. Т. 39, №6. С. 938-945.
5. Ерошенко Д.В. Распределение и состав вулканокластики в осадочном чехле Центральной Атлантики и Средиземном море. Автореферат. 2009 (кандидат. дис.).

On datas of the Initial Reports DSDP, ODP and IODP the pyroclastic, distribution schemes in generalized section of different regions of Atlantic Ocean are composed. Are selected and craced the largest epocj (microcycles) of the explosive volcanism. Temporal “advancing” of subduction volcanic epoch concerning of the plume volcanic epoch is marked. It, probably, determines and dependence last from immersed slabs in mantle depths.

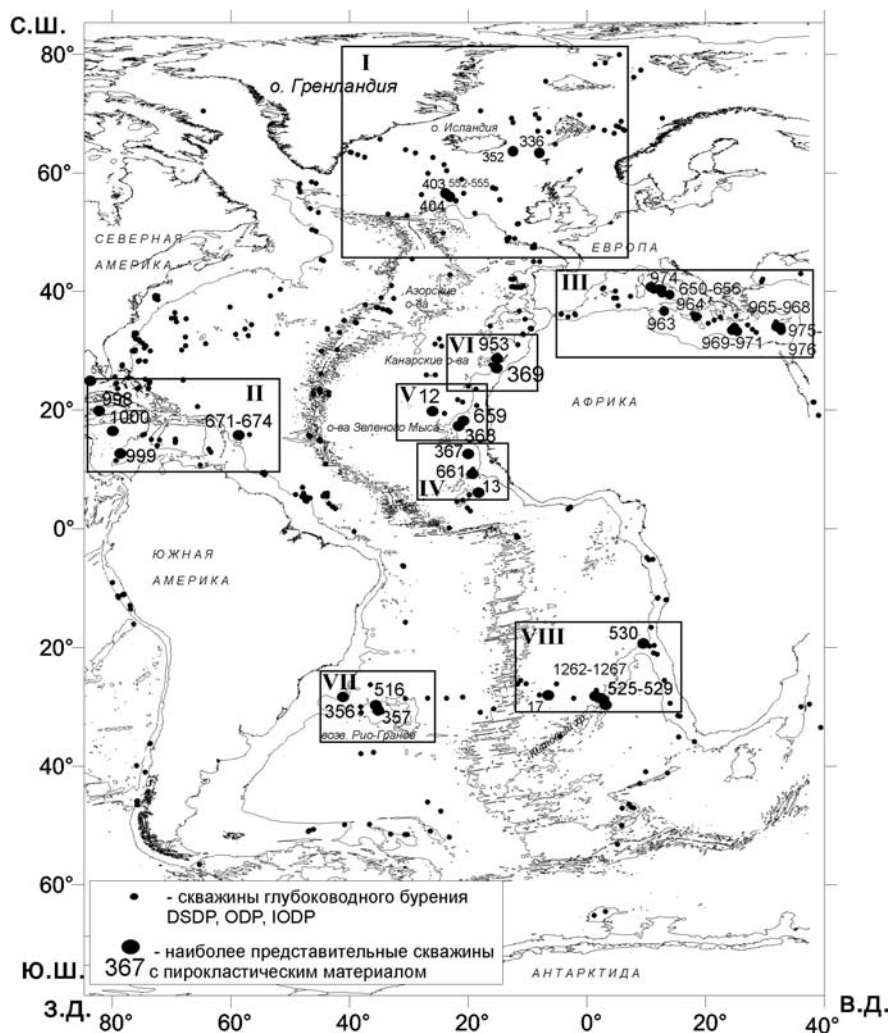


Рис. 1. Распределение скважин с пирокластическим материалом по регионам Атлантики. I – Норвежско-Гренландский бассейн (916-919, 407-409, 336, 352, 403, 404, 552-556), II – Карибский регион (998-1000, 537, 671-674), III – Средиземноморский регион (974, 963-974, 650-656); Центрально-Восточная Атлантика: IV – Сьерра-Леоне (13, 367, 661), V – о-ва Зеленого мыса (368, 659, 12), VI – Канарские о-ва (953, 369); VII – Рио-Гранде (356, 357, 516), VIII – Китовый хребет (1262-1267, 525-529, 17, 359, 530)

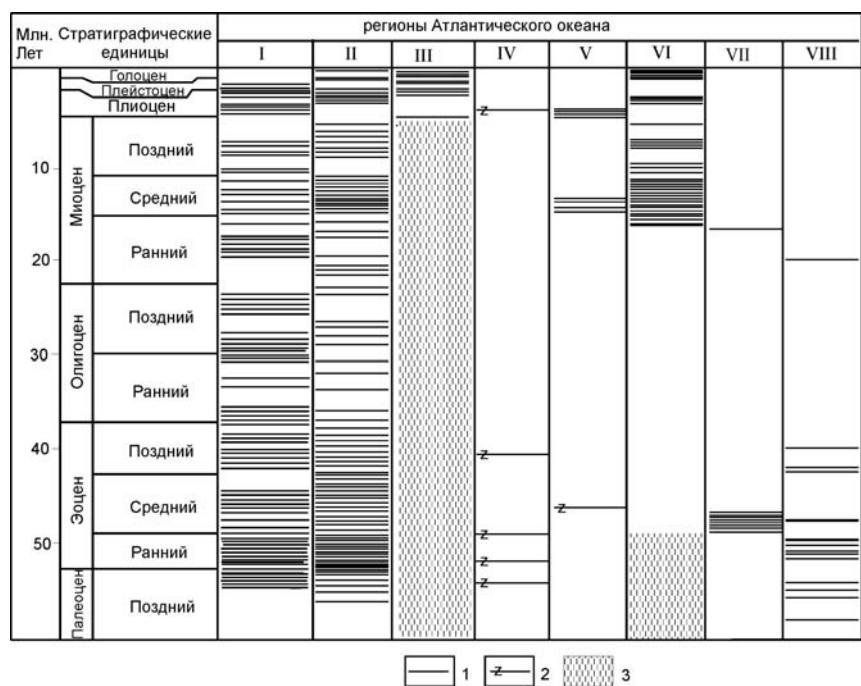


Рис. 2. Пеплограммы пирокластического материала в стратиграфических разрезах различных регионов Атлантики. 1 – прослой пеплов, 2 – измененные пеплы 3 – непробуренные интервалы. I–VIII – изученные регионы Атлантики (см. рис. 1)

И.Б. Цой

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, 690041 Балтийская, 43, tsoy@poi.dvo.ru)

**Силикофлагелляты неогена Японского моря
(биостратиграфия и палеоокеанография)**

I.B. Tsoy

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

**Silicoflagellates of the Neogene of the Japan Sea
(biostratigraphy and paleoceanography)**

Силикофлагелляты (класс Dictyochophyceae), исключительно морские жгутиковые одноклеточные организмы, продуцирующие как и диатомеи, кремневый скелет. Наиболее хорошо они сохраняются в диатомовых осадках высокопродуктивных зон апвеллингов и в вулканических областях, но содержание их в осадках значительно меньше, чем диатомей. Тем не менее, изучение силикофлагеллят показало, что они могут успешно использоваться для стратиграфических целей, для региональных и межокеанических корреляций, а также как индикаторы палеотечений, апвеллинга и температур поверхностных вод [1–10].

Силикофлагелляты хорошо изучены в наземных разрезах юго-восточной части Японского моря. В разрезах крупнейших островов Японского моря Дого и Садо, а также в отложениях западного побережья о. Хонсю Kobayashi [11] установил 45 видов (в том числе 8 новых), выявил уровни появления и исчезновения стратиграфически важных видов и выделил 12 биостратиграфических зон в интервале конец раннего миоцена-плиоцен. По сравнению с другими зональными шкалами по силикофлагеллятам северо-тихоокеанского региона, предложенная шкала отличается более высоким разрешением, приближающимся к северо-тихоокеанской неогеновой диатомовой шкале Янагизавы-Акибы [12]. В осадках Японского моря, вскрытых скважинами глубоководного бурения, зональные комплексы силикофлагеллят установлены в осадках конца позднего миоцена-плейстоцена, за исключением позднеплиоценового интервала, который охарактеризован преимущественно эбриидами [5, 6]. В осадках более древнего возраста, обычно ниже диагенетической границы oral-A/oral-CT, кремнистые микроископаемые (диатомеи, силикофлагелляты, радиолярии) практически не сохраняются [13] и не могут быть использованы для биостратиграфических и палеоокеанографических целей.

Изучение силикофлагеллят из осадков северо-западной части (континентальный склон Приморья и Северной Кореи), а также подводных возвышенностей Японского моря (около 600 образцов, полученных драгированием) позволило установить разнообразную и многочисленную флору силикофлагеллят.

Возраст			Диатомовые зоны и подзоны [12]	Зоны и подзоны по силикофлагеллятам [5, 6, 11] Цой, данная работа	
Млн.лет					
ПЛЕЙСТОЦЕН	поздний	0.3	N.seminae	D. octangulatus	
	средний	1.0	P.curvirostris	Dictyocha subarctios	
	ранний	2.0	A.oculatus		
ПЛИОЦЕН	поздний	2.6/2.7	N.koizumii	D. neopseudofibula	
		3.5/3.9	N.kamtschatica- N.koizumii	Paramesocena circulus	
	ранний	5.5	T.oestrupii	Cannopilus jimlingii	
МИОЦЕН	поздний	6.4	N.rolandi		
		7.6	R.californica	Distephanus takayanagii	
		8.5	T.schraderi	Dictyocha pseudofibula	
		9.2	D.katayamae	Mesocena hexalitha	
		10.0	D.dimorpha		
		11.5	T.yabei		
	средний		D.praedimorpha	Distephanopsis pseudocrux	
		12.9	C.nicobarica	Corbisema triacantha	
		14.9	D.hyalina		
		15.9	D.lauta		
		16.3	D.praelauta		
		16.9	C.kanayae		
	ранний				

Неогеновые зоны и подзоны по силикофлагеллятам и диатомеям, установленные в осадках Японского моря по материалам драгирования

Всего идентифицировано около 100 видовых и внутривидовых таксонов, принадлежащих 11 родам: Dictyocha (33 вида), Distephanus (19), Distephanopsis (14), Cannopilus (11), Mesocena (9), Paramesocena (4), Paradictyocha (3), Septamesocena (3), Corbisema (3), Caryocha (2), Octactis (1).

Выделенные комплексы силикофлагеллят, ассоциирующие с зональными комплексами диатомей, в целом, соответствуют 10 зонам Кобаяси и [11] и Линга [5, 6], установленным ранее в япономорском регионе (рисунок). Однако, ряд стратиграфически важных видов (e.g. *Septamesocena apiculata*, *S. apiculata curvata*, *Corbisema triacantha*, *Distephanopsis pseudocrux*, *Mesocena hexalitha*, *Dictyocha pseudofibula*) характеризуется более широким возрастным интервалом, поэтому датировочные уровни появления и исчезновения этих видов, установленные Кобаяси [11] по наземным неогеновым разрезам юго-восточной части Японского моря, не всегда можно было использовать для выделения зон. Разное стратиграфическое распространение "зональных видов" можно объяснить, в какой-то мере, степенью изученности, но основной причиной диахронности появления и исчезновения видов, вероятно, является значительный температурный градиент поверхностных вод северо-западной и юго-восточной частей Японского моря, наблюдаемый с конца раннего миоцена по настоящее время [14]. На основе уточнения стратиграфического распространения руководящих видов изменен возраст и объем некоторых зон. Кроме того, ряд зон подразделены на подзоны, соответствующие по объему диатомовым зонам. Наиболее благоприятным периодом для силикофлагеллят был конец раннего-средний миоцен (16.9–11.5 млн лет). В этот период силикофлагелляты обильны и представлены максимальным количеством видов (64 вида). Наименее благоприятным периодом для силикофлагеллят был, вероятно, поздний плиоцен-ранний плейстоцен. В осадках этого возраста обнаружено 6 видов, представленных единичными экземплярами. Более или менее постоянно встречаются только холодноводные виды *Distephanus speculum* и *D. boliviensis*.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО и СО РАН (гранты №09-III-A-07-337, № 09-I-П17-08, №09-II-CO-08-001, №5) и частично ФЦП "Мировой океан".

1. Bukry D. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 18, Eastern North Pacific // Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 1973. V. 18. P. 817–831.
2. Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastrichtian to Quaternary marine sediment. SEMP Special Publication, 1981. N 32. P. 433–444.
3. Bukry D., Monechi S. Late Cenozoic silicoflagellates from the Northwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86: Paleotemperature trends and texture classification // Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office, 1985. V. 86. P. 367–397.

4. Ling H.Y. Silicoflagellates and ebridians from Leg 19. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Prin. Office, 1973. V. 19. P. 751–775.
5. Ling H.Y. Silicoflagellates and ebridians from Leg 31 // Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 1975. V. 31. P. 763–773.
6. Ling H.Y. Late Neogene silicoflagellates and ebridians from Leg 128, Sea of Japan. Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program, 1992. V. 127/128, Pt. 1. P. 237–248.
7. Mandra Y.T., Mandra H. Paleoecology and taxonomy of silicoflagellates from an Upper Miocene Diatomite near San Felipe, Baja California, Mexico // Occasional papers of the California Academy of Sciences. 1972. N 99. 35 p.
8. Perch-Nielsen K. Silicoflagellates // Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 1985. P. 811–846.
9. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
10. Цой И.Б., Вагина Н.К. Палеонтологическая характеристика верхнекайнозойских осадков и изменение среды в районе залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 81–98.
11. Kobayashi H. Neogene silicoflagellate biostratigraphy of the Japan Sea Coastal Region, with reference to DSDP Hole 438A. Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.). 1988. V. 59. N 1. P. 1–98.
12. Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. Journ. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. N 6. P. 395–414.
13. Koizumi I. Diatom Biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 249–289.
14. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи, радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.

The results of study of silicoflagellates associated with zonal Neogene diatom assemblages from the Japan Sea sediments are presented. 10 silicoflagellate zones and 6 subzones of the early Miocene-Pleistocene in age were distinguished. The difference between the coeval silicoflagellate assemblages from the north west and south east of the Japan Sea sediments indicates a difference of the surficial waters temperature these areas at least since the end of the Early Miocene.

О.В. Япаскерт

(Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: ypaskurt@geol.msu.ru)

**Основы концепции развития литологических исследований
современных и древних морских и океанских бассейнов**

O.V. Yapaskurt

(Geologic faculty of the Moscow State University, Moscow)

**Bases of the concept of development lithologic researches
of modern and ancient sea and ocean basins**

В это сообщение включены материалы из авторского доклада на заседании Бюро ОНЗ РАН 10.02.2009 г.

Литология на теперешнем уровне ее развития характеризуется *генетической направленностью, системностью и историчностью* подхода к познанию объектов исследования. Нынешнему ученому и геологу-практику, вне зависимости от цели и аспекта их работы (теоретического либо прикладного характера), приходится рассматривать любую изучаемую им осадочную породу как геологическое образование, имеющее собственную историю зарождения, формирования и бытия в составе стратисферы, с вероятными изменениями изначального вещественного состава и структурно-текстурных свойств, которые постоянно менялись под влиянием изменчивых физико-химических условий среды местонахождения этой породы и в результате вещественно-флюидных взаимообменов её с соседними горными породами. Согласно учению акад. А.П. Лисицына: «Современный осадочный процесс, таким образом, понимается как процесс взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между всеми сферами планеты» [1, с. 524]. Это превращает современную литологию в *науку о процессах и экзогенного породообразования, и глубинных внутристратисферных (предметаморфических) породных изменений, а также о факторах (как местного, так и общепланетарного масштабов), управляющих этими процессами.*

Решение таких фундаментальных проблем доступно литологам благодаря тому, что их наука располагает триадой *специфических, только ей присущих методов* исследования: 1 – *стадиального анализа (СА)*, или выявления (в основном на микро- и наноуровнях) этапности формирования и разрушения породообразующих минеральных компонент в привязке этих этапов к событиям геологической истории места зарождения и пребывания исследуемой породы; 2 – *генетического анализа (ГА)*, то есть истолкования структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления и 3 – *литолого-фациального анализа (ЛФА)* условий и палеогеографических обстановок осадконакопления. Описания см. в [5, 6, 7]. И одна из главнейших задач их применения сводится к наведению «моста» между накопленными знаниями о современном седиментогенезе и реконструированием такового в геологической истории Земли. Ключом к ре-

шению этой задачи был и остался *сравнительно-литологический принцип* методологии исследования, внедренный акад. Н.М. Страховым [3]. Суть его состоит в том, что генетические заключения никогда не сводят к прямолинейному актуализму (униформизму), который исходит из постулата о том, что все процессы и условия осадкообразования прошлых геологических эпох были копией нынешних. Актуалистические сравнения необходимо осуществлять с вероятностными поправками, которые становятся тем значительнее, чем древнее возраст исследуемой осадочной толщи.

Итак, в литологии начала XXI века четко оформились пять нижеследующих главных направлений исследования (четыре фундаментальные научные ветви и одна прикладная).

1) Изучение условий и процессов непосредственно наблюдаемого сейчас осадконакопления на континентах, в морях и океане. Континентальная и прибрежно-морская седиментация была досконально исследована классиками геологии и угольщиками ещё в первой половине XX в., а в познании закономерностей и механизмов осадкообразования в пелагиали морей и океане произошел информационный «прорыв» в течение последнего 30-летия [1, 5], и здесь очень солидный вклад внесли ученые ИО РАН им. акад. П.П. Ширшова, в первую очередь, литологи школы акад. А.П. Лисицына: это открытие процессов лавинной седиментации, биофильтрации тонкодисперсных осадков, климатической зональности океанской седиментации и процессов гидротермального пороодо- и рудообразования на океанском дне.

2) Изучение вопросов возникновения в геологическом прошлом и закономерностей строения осадочных отложений на всей земной поверхности и в отдельных ее фрагментах – палеобассейнах седиментации.

3) Изучение процессов и закономерностей постседиментационного пороодообразования (*стадия диагенеза*) и последующих внутрискратисферных породных изменений (на стадиях *катагенеза* погружения осадочной толщи и *регрессивного эпигенеза* при тектонических перестройках структуры осадочного бассейна, а также раннего метаморфизма – *метагенеза* в тектонически подвижных областях).

4) Учение о эволюции осадко- и пороодообразования в геологической истории нашей планеты.

5) Прикладные литологические исследования иных наук о Земле: палеогеографии, учения о полезных ископаемых, стратиграфии, геотектоники, инженерной геологии, гидрогеологии, экологической геологии и др.

Нынешнее состояние этих научных направлений и задачи дальнейшего развития видятся так.

1. Приоритетными задачами исследований современного седиментогенеза представляются нижеследующие: 1) На основе разработанных в ИО РАН методик и приборной базы специальное изучение способов, закономерностей и количественных оценок продуктов транспортировки в атмосфере и гидросфере микро- и наночастиц, роль участия которых в осадочном про-

цессе до сих пор недооценивалась. Это содержание работ школы акад. А.П. Лисицына, апробированное в основном на акваториях Белого, Балтийского и Каспийского морей и нуждающееся в дальнейшем глобальном охвате разных акваторий и их питающих провинций. Вероятный результат – корректировка известных ныне представлений о глобальных законах, управляющих механогенными и био- хемогенными процессами континентальной и океанской седиментации. 2) Раскрытие закономерностей био-фильтрации наноматериала при седиментогенезе. 3) Исследование подводных гидротермальных процессов в аспекте оценки баланса веществ экзогенной и эндогенной природы при глубоководном минералогенезе и рудогенезе (фосфориты, цеолитолиты, железо-марганцевые, сульфидные и др. руды). До сих пор ещё не поставлена точка в споре о приоритетности континентальной или эндогенно-вулканогенной поставки веществ для океанского седиментогенеза. 4) Детальное исследование текстурных и структурных особенностей различных генетических типов океанских и морских осадков применительно к дальнейшим актуалистическим сопоставлениям их с особенностями строения дочетвертичных образований, вскрытых на суше эрозией или скважинами. 5) Комплексные литолого-минералогические и геохимические исследования керн глубоководных скважин. Они «наведут мостик» между нынешними знаниями о процессах седиментогенеза и недостаточно известными нам закономерностями раннего литогенеза (диагенез – начало катагенеза). До сих пор о них приходилось судить преимущественно на основе *СА* только части свойственных им признаков, которые сохранились в реликтах на фоне более глубоких и многоэтапных изменений пород, присущих стратифере теперешних континентов. Там даже неглубоко залегающие и едва затронутые ранним катагенезом отложения платформенных чехлов подвергались гипергенным либо регрессивно-эпигенетическим преобразованиям под влиянием атмосферных и подземных вод прежде, чем они стали объектом нашего изучения. Их последиагенетические новообразования литологи научились «выводить за скобки», но все же желательно изучать последствия диагенетического процесса в его чистом виде. А изначальную чистоту процесса может представить нам только длинная колонка кернов в подводной скважине. Добавлю: процессы диагенеза нередко имеют решающее значение для рудогенерации, что усиливает значимость рекомендуемого здесь аспекта исследований.

2. В области реконструкции процессов осадкообразования в геологическом прошлом – седиментогенеза дочетвертичных периодов целесообразно активизировать литолого-фациальные исследования, которые развивают школа новосибирских литологов во главе с акад. А.Э. Конторовичем, уральские литологии из УГГУ (проф. В.П. Алексеев) и ИГГ УрО РАН (чл.-корр. РАН А.В. Маслов), и московские литологии ГИН РАН и МГУ (д-р наук Ю.О. Гаврилов, автор и др.) на системно-формационной основе. Внедрение в практику таких работ *системного методологического принципа* развива-

ется школой акад. А.Н. Дмитриевского в ИПНГ РАН. Это – *ГА* и *СА*, осуществленные применительно ко многим уровням единой природной системы: минерально-компонентному, породно-солевому, фациальному, формационному и общестратисферному [7].

3. Актуально развитие *СА* внутривстратисферных литогенетических процессов. Это главный аспект работ автора [6, 7]. Сегодня накопленные геологами знания выводят нас на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекала к себе внимание только в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских качеств применительно к рудному телу. *Нами же стратисфера будет рассматриваться как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органо-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез*. Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях. Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нефтидогенез. Их результаты оставляют о себе память, которую можно истолковывать посредством *СА* последовательности минерально-структурных превращений многих пород и породных ассоциаций. Накопленные теперь о них сведения дают нам основание утверждать, что *литогенетический процесс, протекающий в интервале времени между накоплением осадка и его превращением в кристаллический сланец по своей масштабности адекватен региональному метаморфизму, и, так же как метаморфизм, он импульсивен*. Раскрытие механизмов и причин этой импульсивности (имеющее прямое отношение к проблемам генезиса углеводородного сырья и стратиформных руд) в дальнейшем составит суть *научной тематики*: «процессы и факторы в седиментосфере и стратисфере, их моделирование» и «литогенез и геодинамика геосфер».

4. По-прежнему остается весьма актуальным и приоритетным направление: *эволюция осадочного процесса*, учитывая богатую информацию последних лет о нынешних процессах морского и океанского седиментогенеза (см. выше) и о *ГА* и *ЛФА* докайнозойских осадочных формаций – см. в работах профессоров В.Г. Кузнецова (РГУ им. И.И. Губкина), А.Д. Савко

(ВГУ), В.Т. Фролова (МГУ), О.М. Розена и В.Н. Холодова (ГИН РАН). Особого внимания заслуживает аргументация представлений о вероятной относительной мелководности межконтинентальных бассейнов – палеоокеанов домезозойского возраста, см. в трудах А.Ю. Розанова, О.Г. Сорохтина [2], чл.-корр. РАН П.П. Тимофеева совместно с В.Н. Холодовым и И.В. Хворовой [4], акад. А.Л. Яншина и др. Здесь видится непочатый объем тематики литологических работ, выполняемых в комплексе с проблематикой металлогении, тектоники и геофизики.

Завершая обзор концепции, констатирую, что по рекомендациям Всероссийских литологических совещаний 2001–2008 гг. дальнейшие усилия в области фундаментальных литологических исследований нацеливаются на общее *приоритетное научное направление, синтезирующее результаты всех вышеперечисленных тем: это теория эволюции типов осадочного процесса, закономерностей осадко- и породообразования (включая осадочное рудообразование) в различных геодинамических условиях континентальных и океанских блоков земной коры применительно к бассейнам седиментации и породообразования разного возраста – от раннеархейских до современных включительно*. Нам предстоит переосмыслить некоторые классические положения учения об осадочном процессе, существенно пополнить и развить представления относительно эволюции осадконакопления и осадочно-породообразования в истории Земли и представить обновленные модели осадочного процесса.

1. Лисицын А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 552–559.
2. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика»; Ин-т компьютерных исслед. 2007. 452 с.
3. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 70–111.
4. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–33.
5. Фролов В.Т. Литология. Т. 3. М.: Изд-во МГУ. 1995. 535 с.
6. Япаскurt О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ. 1995. 142 с.
7. Япаскurt О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издат. Центр «Академия». 2008. 336 с.

Condition and prospects of mainstreams of development of lithology are considered: 1. Modern sedimentation in the seas and oceans; 2. Ancient sedimentation of Phanerozoic age and a Pre-Cambrian; 3. Diagenesis and post-diagenesis processes in a sedimentary environment of the Earth; 4. Evolution of sedimentary process.

Ablaev A.G.¹, Safarova S.A.², Li Cheng-Sen³, Wang Yu-Fei³

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, e-mail: ablaev@poi.dvo.ru), ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, e-mail: s.safarova@mail.ru, ³Chinese Academy of Sciences, Beijing: e-mail: lics@ibcas.ac.cn, wangyf@ibcas.ac.cn)

**The results of joint Russian-hinese investigations
in "Tumagan, Suifen and Bikin cenozoic basins" (2001–2006)**

Generalization of materials on biostratigraphy of the Prequaternary Cenozoic most largest on the Far East territories the Tumangan-Bikin carboniferous basin, spread over the territories of north Korea, China and Russian Far East, is finished. On areas of this basin a whole row the carboniferous depressed structures with coals of workable thickness is spaced: at north of Korea – Yuson, Onson, Syebol, Undok and Hyenyon coal-bearing depressions; at north-east China – Hunchun coal-bearing depression; in Russian Far East (Primorye) – Kraskinskaya and Lowerbikinskaya depressions. By ours researches, in different years, were embraced the majority depressions (not studied remained only Undok and Henyeon depressions). These researches were accompanied by the minute description of geological sections, gathering and studing of the plant remains with goal of further detalization strati graphic scheme (chart) of the Tertiary deposits the Tuman-gan - Bikin basin sedimentation and working out of a tentative stratigraphic scheme (this scheme hitherto is abcent) with the following removing it to the rank of the correlative one; the final result of conducted studies is a production of the united scheme of stratigraphy. Only on the base well motivated the Cenozoic straigraphic scale of the Far Eastern territories is possible correlation with coeval deposits and structures within Japan Sea region which begun by Ig. Bersenev (Bersenev et al., 1987).

Evaluation of the obtained biostratigraphic materials accompanied by their monographic description (Ablaev, 2001; Ablaev et al., 2003, 2005, 2006 et al.) has permitted to us nearly completely to refuse from the former stratigraphic constructions, offered at one time Korean, Chinese and Russian geologists. First of all, it concerns the group of depressions placed on the North Korea. So, according to official standpoint (The Geology of Korea, 1993), all coal-bearing deposits of Yuson, Onson, Undok and Henyon carboniferous depressions are Miocene age. The scrutiny studing of sections of Onson, Yuson and Syebol depressions gave us the base (Ablaev et al., 1993; et al.) to speak out about different age of coal-bearing deposits developed in these depressions: here are wide spread the coal-bearing beds with coal of commercial thickness both Eocene age and Miocene. This, in principle, changes the whole strati graphic chart of the Tertiary deposits at north Korea. From ours conclusion follows that the Paleogene deposits are also with coal-bearing bodies economic thickness (Onson and Yuson depressions) as the Neogene deposits (Syebol depression); detailed search for solid fuel minerals among so-called "hopeless" within Paleogene deposits are obligatory.

obligatory.

Another example concerns the Hunchun depression on territory of China in close proximity from the Kraskinskaya depression. According to one standpoint (Hu et al., 1988) in stratigraphic chart and on geological map of Jilin Province (scale 1 : 500000) which prepared by Gou- Yu with colleagues, the coal-bearing the Hunchun Formation is dated within diapason of Paleocene – Oligocene, i.e. covers whole Paleogene Period. According to other standpoint (Guo, Li, 1979; Guo, 2000), in the Hunchun Formation were discovered a great amount of plant remains of Senoman – Coniacian age; the carboniferous formations have considered as Upper Cretaceous. The whole fossil plant complex collected by us in the coal-bearing deposits of the Hunchun Formation, according to our data (Abla et al., 2003), does not leave for frame of Eocene epoch.

Simultaneously there was lifted a question about need of the further revision of age of carboniferous deposits, developed in the Lowerbikin depression at north of Primorye. On the basis of given preliminary determinations on fauna of the freshwater mollusks, macro- and microflora, whole complex terrigenous-carboniferous deposits of the Lowerbikinskaya depression majority of researchers was approached with complex terrigenous-carboniferous deposits of the Uglovskaya group depressions on the south Primorye: the Lowercarboniferous body of the Lowerbikinskaya depression is identified with the Eocene-Oligocene Uglovskaya formation; the overlying coal-free body (otherwise, the Luchegorskaya formation) – with the Oligocene Nadezhdinskaya formation and, at last, the Upper carboniferous body (otherwise, the Bikinskaya formation) – with the Lower-Middle Miocene terrigenous-carboniferous body. Given standpoint is reflected in decisions of the last of Interdepartmental Regional stratigraphic Meeting on Pre-Cambrian and Phanerozoic of south of Far East and Eastern Zabaikalye (Decision..., 1994).

Together with that, there are data on the fossil flora from the Lowerbikinskaya basin, which at all don't confirm the generally accepted standpoint for age of the coal-bearing deposits. Important, on our glance, is the discovering by R. Klimova (Ul'mysbaev et al., 1997) in the upper productive body / the Bikinskaya formation the plant remains of extinct genus *Trochodendroides*, whose representatives disappear completely to the Middle Oligocene (Budantsev, Mokhov, 1986; et al.). Especially follows to emphasize that imprints of leaves *Trochodendroides* for the first time have been discovered by M. Koshman (1964) in deposits of the Coal-free body / formation and the Upper coal-bearing body / Luchegorskaya formation. The presence *Trochodendroides* in composition of upper productive body is confirmed by us. Moreover, composition of plant complex of the Upper productive body supplement the species *Zelkova kushiroensis* Oishi et Huz., *Populus celastrophylla* (Baik.) Sych., *Byttneria iizimae* Tanai, *Vitis sachalinensis* Kryshch., et al., including *Maesa nipponica* Tanai, *Kleinhovia* aff. *basitruncata* (Oishi et Huz.) Tanai, which exclude the placing this deposits on the Neogene level.

Composition of palynoflora from the Lowerbikin depression have brought A.Kundyshev and N. Verkhovskaya (1989) on material of studying core samples recovered the Middle coalless body / Luchegorskaya formation (the bore 102; stripping thickness 292 m) and the Upper coal-bearing body / Bikinskaya formation (the bore 260; stripping thickness 325 m). On the grounds of studying palynoflora with exotic and artificial taxa both researches conducted comparison with the typical Eocene palynocomplexes from East Asia, viz. the Rajczichinskyi and the Tastakhsykyi palinocomplexes.

In main, the plant complexes from different strati graphic levels of the Low-erbikinskaya terrigenously-carboniferous section close between itself in system-atic plan; species from angiosperms to the Neogene stage of development of flora and vegetation in composition of the Lowerbikinskaya flora are absent (Ablaev et al., 2006).

Behnaz Balmaki¹, Masoud Asgharian rostami², Meysam Shafiee ardestani²

¹Department of Geology, Faculty of Science, University of Hamedan, Hamedan, Iran;

²Department of Geology, Faculty of Science, University of Mashhad, Mashhad, Iran

Studying and indicating the salinity ratio of paleoenvironment by using the evolitional paleotesting instrument of *Globator bleicheri* in part of Seimare, Gurpi Formation, Iran

In order to studying the salinity ratio of Gurpi Formation in the paleoenvironmental calcareous part of seimare, *Globator bleicheri* (some samples of Echinoid) were gathered during 4 section of the site. The researches show that the changes of paleosalinity ratio are so effective in the time of metamorphosis and growth and *Globator bleicheri* evolution. During this studies the variation of salinity ratio is indicated for *Globator bliecheri* environment and was shown that the changes of paleoenvironmental salinity has a complete effecton on death , the population dispersion, moving and growth speed and reproduction.

Introduction

The minimum and maximum salinity of water for growth of Echinoids in intertidal zone is obtained about 25–34 pm. After the experiments of Compos, Nobre at 2004 (Nobre et al, 2004) which have done on some of alive echinoids to indicate the stability of salinity amount in 2004 year, after several researches. It was finding that Echinoids are a perfect group to use a paleobiological tool. They do not have a clear osmotic regulation organism, the most of Echinoid species have abandoned their home and migrate to another places or will be perished because of this changes, or the growth vacillation will be seen along the test because of the salinity changes Echinoids not only live is less salinity places but also

also would live is high salinity. The salinity changes affection is reveal in all over the surfaces which has a great effect on death, population depression movement, the growth speed, and reproduction. The sea environment is a great place for Echinoderms to live but there are some exceptions, it means that, some species live in the beginning of gulf opening. Which this would be a reason for changes of manner, and even structure and appearance of Echinoids compare with other Echinoids in order to studying the paleoenvironment of *Globator bleicheri* in Gurpi Formation.

Study area

The section of study is selected in of Seimare member expansion and some samples of Echinoids are picked from this section and some photos have been taken.

The availability ways and coordinates of tense section 5 are (Fig1):

1- Mishkhas section in Illam-Dare Shahr road close to Mishkhas village with the cerographic of E: 46 33 30, N: 33 29 27

2- Cheshme Kabud section beside Cheshme Kabud village with the coordinates of E: 46 24 09, N: 33 33 57

3- the third section is in E: 46 40 2630, N: 33 28 06

4- the forth section is in E: 46 33 30, N: 33 29 37

The section of study is selected in of Seimare member expansion and some samples of Echinoids are picked from this section the lower part of the formation consists of white (milky) limestone and. The upper part consists of marly limestone (Hemmati Nasab, M., 2009).

Discussion

Globator bleicheri is one of the studied genres for stimating and assessing the paleosalinity of water in Gurpi Formation (Fig. 2). In calcareous part of seimare, which this genus has a mentionable reaction in front of salinity vacillation of water in intertidal environment because of their appreance and anatomy of their body.

Most of the Echinoids larves would follow an particular osmosis pressure in growth levels, for decreasing the metamorphic level but there are another kind of Echinoids that would postpone their metamorphic level if the environmental.

Situation like salinity is not favorable *Globator blicheri* would continue it is growth after searching.

The environmental situation like salinity but it would be perishing. If the salinity amount be less than minimum size means 25 ppm and maximum like 34 ppm.

In calcareous part of seimare the Campanian-Maastrichtian sediments from Gurpi Formation includes alternately some calcareous and interlayer from marl and shale.

In S1 in upper interlayer marl, *Globator bleicheri* would be found excessively in the length size of 5, 3-2 cm, but in S2 most of *Globator bleicheri* were in the

length sized of 1, 5-4 cm which indicates the salinity vacillation in different layers of Gurpi Formation. *Globator bleicheri* in 25-30 ppm salinity in the length size of less than 1 cm and it which live in 30-34 ppm salinity, in the length size of up to 2.5 cm (Chart1).



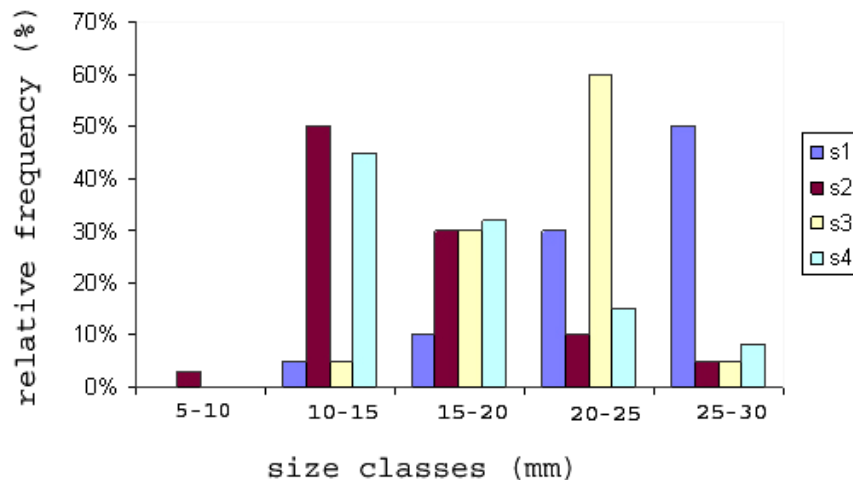
Figure1. Location map of the sequences studies in the Ilam Province of south western Iran

With due attention to the studies and the obtained measure this species of Echinoids, we can see a alternately vacillation of salinity changes of paleoenvironment in calcareous part of seimare , that this vacillation would happen during the growth level because of the changes of amino- acides Echinoids.

About his way of effection on amino asides changes and increasing and decreasing the salinity of paleoenvironment in Echinoids, we can say that the amino-acides accumulation would increase in the Echinoids cellules in the time of environmental situation changes.

Which this manner occurs in Echinoids because of increasing the environment salinity (Stephen et al, 1966)

With do attention to the basic rule of enzymes that they accelerate the regulating reactions inside the cells, if the situation which the salinity of water, increases in it, has a visa versa consequence on enzyme, it would forbid the enzyme to do it is appropriate action inside the cell.



The equilibrium of ion body surface of Echinoids would be done in 12 till 24 hours because of external and salinity changes an the liquid which is inside the cell, increases the density amount of amino acid and K⁺, but it decreases the centralization of Na⁺ and Cl⁻, inside the Echinoids body, and if this equilibrium became cancel, I could have an important rule in decreasing this kind of Echinoids (Daiehi, 1983).

Chart 1. Percent abundances of *Globator bleicheri* and different size at this section

In *Globator bleicheri* the osmotic pressure regulation arises from the changes of salinity amount and the amount of ion changes of around environment, which this an effects on test potential and membrane and leads to enzyme activation and some changes in structure and it is surface. A lot of changes of appearance anatomy this kind of environmental situation.

Conclusion

With due attention to the studied it was indicted that environmental situation changes such s increasing and decreasing the salinity leads to the changes of production and enzyme activities in Echinoids body, which this salinity vacillation and change of salts amount which is essential for Echinoids growth leads to causing delay of osmotic pressure regulation during metamorphic levels and growth in echinoids.

The particular vigor of *Globator bleicheri* to regulate the osmotic pressure compare to other Echinoids in front of environment changes is so special.

1. Diehl W.J. (1983) Pattern and mechanisms of is osmitic intracellular regulation in *Luidia clathrata* (say) (Echinodermata: asteroidean) exposed to hypo- and hyperosmotic stress. PH.D. Dissertation. University of south Florida, Tampa,

Tampa,

2. Ellington W.R. (1982) intermediary metabolism. In echinoderm nutrition (edited by Jangoux M. and Lawrence J. M.). P. 395-415. a. a. balkema, Rotterdam.

3. Hemmati Nasab M., 2009. Microbiostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Gurpi Formation in Kaaver Section, South of Kabir-kuh. Paleontology and Stratigraphy theses. University of Tehran.

4. Nobre C.C. and Campos L.S. (2004) Effect of salinity on the larval development of *Echinaster brasiliensis* Muller & Troschel 1842 (Echinodermata: Asteroidean).

5. Stephens G.C. and Virkar R.A. (1966) uptake of organic material by aquatic invertebrates. IV. The influence of salinity on the uptake of amino acids by the brittle star, *Ophiactis arenosa*. Boil. Bull. 131, 172-185



Fig. 2. Scale bar 3 cm. *Globator bleicheri*

E.S. Kandiano¹, H.A. Bauch², K. Fahl³, J. P. Helmke⁴, U. Röhl⁵

(¹Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany; ekandiano@ifm-geomar.de, ²Mainz Academy of Sciences, Humanities, and Literature, Germany c/o IFM-GEOMAR, Kiel, Germany, ³Alfred Wegener Institut for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany, ⁴Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung – UFZ; Leipzig, Germany, ⁵University of Bremen, Germany)

Are MIS 11 and the Holocene really analogous?

Е.С. Кандиано¹, Х. Баух², К. Фаль³, Дж. Хелмке⁴, Ю. Рёль⁵

(¹IFM-GEOMAR, Киль; Германия, ²Академия Майнца, IFM-GEOMAR, Киль; Германия, ³Институт полярных и морских исследований А. Вегенера, Бремерхафен, Германия, ⁴Центр Гельмгольца, Лейпциг, Германия, ⁵Университет Бремена, Германия)

Можно ли считать аналогами MIS 11 и голоцен?

Recent investigations have revealed close similarity of the Earth orbital parameters between the Holocene forthcoming period and marine isotope stage (MIS) 11. It has also been proposed that this similarity might be used in forecasting future climate development. This approach may, however, encounter some difficulties resulting from a complexity of feedback climatic mechanisms. For instance, comparison of MIS 11 and the Holocene in the Nordic seas and in the North Atlantic revealed certain differences in fine interglacial climate dynamics of these two periods. Our previous investigations have demonstrated that the Nordic seas were substantially colder when comparing to the Holocene especially during its early interglacial phase. This may have substantial consequences for the global climate dynamics considering that Nordic seas are a region of high relevance to interglacial climate changes because of its role in maintenance of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC).

In order to justify our preliminary results and to understand to what degree the colder conditions in the Nordic seas could influence climate in lower latitudes we reconstructed MIS 11 and the Holocene sea surface temperatures (SSTs) in the North Atlantic along a submeridional transect of five sites: ODP 958 (off NW Africa), ODP 975 (western Mediterranean Sea), M23414 (subpolar NE Atlantic), MD992277 (Polar NE Atlantic) and M23063 (Polar NE Atlantic). Our SST reconstructions are based on planktic foraminiferal census data and alkenones and further supported by benthic and planktic O- and C-isotope records and, at subpolar and polar sites, by ice rafted debris (IRD) content. In addition, foraminiferal abundances of certain environmental indicators were analyzed.

Our reconstructions based on foraminiferal and alkenone data exhibit a crucially different pattern of SST distribution in the North Atlantic sector during MIS 11 versus the Holocene. In the low latitudes, off Africa and in the Mediterranean sea, both SST sets yield on average 1–2°C higher values during MIS 11 than during the Holocene. Whereas in the Nordic seas, by contrast, the lower content of warm-water indicative species and lower alkenone SSTs observed in MIS 11 core sections implies restricted Atlantic water advection into the region as

the region as compared to the modern situation and especially to the early interglacial Holocene climate optimum. In the subpolar NE Atlantic SST results are quite comparable during both periods. The SST pattern of MIS 11 is characteristic for the negative mode of North Atlantic Oscillations (NAO) while during the Holocene the positive mode of NAO prevailed. Therefore, we assume that the investigated periods were characterized by quite different patterns of ocean atmospheric interaction which should be taken into account when modeling future climate changes.

Согласно недавним исследованиям, изотопно-кислородная стадия 11 была признана наиболее подходящей для моделирования ожидаемых климатических изменений, благодаря схожести в изменении орбитальных параметров Земли на протяжении этих двух временных отрезков. Однако эта концепция должна использоваться с некоторой осторожностью, т.к. климатические изменения, в конечном счете, обеспечиваются цепью возвратных механизмов, которые реагируют на инициирующий сигнал, обеспеченный изменением орбитальных параметров, и передают его дальше. Так, например, сравнение поверхностных температур в Норвежско-Гренландском бассейне на протяжении ИКС 11 и голоцена показало, что этот регион был намного холоднее во время ИКС 11, особенно во время ранней фазы этого межледникового. Поскольку межледниковый режим термогаалинной циркуляции может поддерживаться только при определенном значении параметров поверхностной воды в Норвежско-Гренландского бассейне, то относительно низкие поверхностные температуры в этом регионе во время ИКС 11 могли повлиять на глобальный климат в целом.

Для того чтобы установить, имела ли такая ситуация последствия для климата низких широт, мы реконструировали поверхностные температуры вдоль субмеридионального северо-атлантического разреза, состоящего из 5 кернов: ODP 958 (северо-западное побережье Африки), ODP 975 (западная часть Средиземного моря), M23414 (субполярная Северная Атлантика), MD992277 (полярная Атлантика, северо-восточный сектор) and M23063 (полярная Атлантика, северо-восточный сектор). Наши температурные палеорекострукции основаны на двух независимых методах: подсчете планктонных фораминифер и определении концентрации алкенонов в кокколитофорах (Uk^{37}). Помимо этого, были определены: содержание изотопов углерода и кислорода в раковинах бентосных и планктонных фораминифер, а также содержание материала айсбергового разноса в субполярной и полярной областях (IRD). Для полярных кернов и керна ODP 958 также приведены процентные содержания некоторых видов планктонных фораминифер, которые являются индикаторами тепловодной адвекции.

Наши исследования показали, что во время ИКС 11 и голоцена географическое распределение поверхностных температур принципиально отличалось. А именно: в низких широтах (северо-западное побережье Африки и

Средиземное море) температуры во время ИКС 11 были на 1-2 °С выше, чем во время голоцена. А в Норвежско-Гренландском бассейне и в субполярной Атлантике, наоборот, более низкое по сравнению с голоценом содержание субполярных планктонных фораминифер и более низкие значения поверхностных температур свидетельствуют о сравнительно небольшой адвекции атлантических вод в этот регион во время ИКС 11. Географическое распределение поверхностных температур во время ИКС 11 является характерным для так называемой негативной моды северо-атлантических атмосферных осцилляций (NAO), в то время как во время голоцена преобладающей является позитивная мода NAO.

Meysam Shafiee Ardestani

(Department of Geology, Faculty of Science, University of Mashhad, Mashhad, Iran
e-mail: m_shafieeardestani@yahoo.com)

The study of umbilical system in planktonic foraminifera in relation with depth of in Elborz and Kopeh-Dagh basin, IRAN, resulted in unique theory

Studying the Planktonic foraminifera morphogroups distinction genus to perform by changing in umbilicus area in Abderaz Formation and Ziarat-kola section to find novel and meant result was the aim of this research. Therefore, original objection at this research considering the cause of organizing umbilicus structures (Lip, Portici, Tegilla) at this protests. That seeing at phylogeny trend entirely planktonic foraminifera changing from lip at primary morphogroup to tegilla at development shape which continued this phylogeny trend opening become entirely umbilicus that this trend accompanied to increasing deep. Therefore, studying planktonic foraminifera morphotype, their recognition, results gain from analysis planktonic foraminifera percent and their comparison with umbilicus structures area diagrams at this section showed that increasing morphotype three accompany with increase in sea level that here dominated portici and tegilla structure with compressed opening and with decrease of morphotype three which showed decrease sea level, opening structure (lip) dominated. These trends following from Pascal law at both areas of the research.

Introduction

The thing that is obvious in the evolution trend of planktonic foraminifers in (Hedbergellids) From lower cretaceous till Gobotruncanids in the late cretaceous is that during their evolution from the outset shapes to advanced, this unicellular have a completely umbilicus part With a cover plate named tegilla (Loeblich and Tappan, 1950). The main aim of this article is to know if the created trends of changing in shell of these animals made from the depth changing of the existence time of the animal shell because such as now a days that is proved, *Hedbergella* was in shallow depth and the shapes of their evolution had lived in more depth

water compared to their ancestors. And SEM images were taken from Abderaz Formation and Ziarat-kola section by VEGA TESCAN.

Geography and study area

A: Abderaz Formation

Type section of Abderaz Formation is one of the upper cretaceous formations in North-Eastern of Iran. This formation at the typical gap has 300 meters thickness and contains 11 lithological units. At the typical gap such as all regions under the surface sub-contact of Abderaz Formation are un-correlated with Aitamir Formation. But its upper layer with Abtalkh Formation is in continuous correlation. The upper layer has elected as chalk limestone upper border. planktonic foraminifera are exist in the chalk limestone boundary of this formation with the most and less diversity. It has 300 m thickness (E: 60°33'00", N: 36°10'40") NE Mashhad (a city of Iran), is located in Mashhad-Sarakhs road far about 1 km to the Muzduran.

B: Ziarat-kola section

The section studied is located eight km south of Ziyarat-kola village, south of Behshahr in northern flank of Central Alborz Mountains. At this locality (E: 53° 40'10", N: 36° 30' 51") the section consists about 200 m. Thickness of monotonous grey-green to light grey marl.

Method

One hundred thirty samples were gathered in from the typical gap of Abderaz Formation with 300 m thickness. Only 102 samples were included in study, 7 samples due to the existence of salvation effects and 21 samples was obtained from reworking damages that were excluded from the study. Hence at the demonstrated stratigraphic column from the above-mentioned region, the reported size of the samples was about 2.94 m. And Ziarat-kola section total of 85 samples were collected from the section, which were soaked in water with diluted hydrogen peroxide, washed through 63 µm, 150 µm and 250 µm sieves, and dried until clean foraminiferal residues were recovered. About 200–300 individuals were picked up for each sample in two size fractions (63–150 µm and >150 µm) and mounted on dark cardboard slides for identification. These two size fractions were analyzed in order to obtain statistically significant representatives of the small and large groups. Species identifications are based on (Caron, 1985, 1995 Loeblich and Tappan, 1988, Nederbragt, 1990).

Result

Groups of planktonic morphotypes are distinguished by depth of living in both areas (Hart, 1980a, Hart, 1980b), which are consisting of:

1 – Shallow area faunas: *Heterohelix* and *Hedbergella* and a big part of *Hedbergella* small samples like Globotruncanids genus are related to faunas of shallow epicontinental seas or the border sea (Eicher, 1969, Eicher and Worstell, 1970, Sliter 1972). 2 – Middle water faunas: *Praeglobotruncana* and *Whiteinella* are related to these faunas. 3 – Deep water faunas (lower than 100): These faunas were counted like keeled shapes. There were 300 samples in the size of 120 mesh

completely by chance, from every samples were counted that the result of this count shows at the first of successions and the time middle Turonian morphotype group one in Abderaz Formation was conquering and the amount of the morphotype group three was less in the area that this paragraph shows the low level of water in area in this time and it is simultaneous with this down calculation time on the umbilical foraminifers structure, and it shows the majority of lip structures an vast orifice without umbilical situation. In the late Turonian the group of morphotype three was increasing in the area that it indicated the proportional increasing of depth in the area and by this time portici structure has been larger and in umbilical structure is born in this unicellular, and in Coniacian time has decreased the amount of morphotype three in the area again and the members of morphotype group one increased with the lip structure in the area again and during Coniacian to Santonian the members of morphotype three (M3) with association of tegilla shapes increase in the area for another time and in Santonian time, sea water shows a vacillation mood in the above-mentioned section. As the same as Abderaz Formation in Ziarat-kola section at the Maastrichtian similar 300 samples in the size of 120 meshes were chosen completely by chance. in the lower section the group of morphotype three was increasing in the area that it indicated the proportional increasing of depth in the area and by this time portici structure has been larger and in umbilical structure is born in this unicellular, and in the middle formation has decreased the amount of morphotype three in the area again and the members of morphotype group one increased with the lip structure in the area again and upper part the members of morphotype three (M3) with association of portici shapes increased .

Discussion

Base on the results which belong to the Abderaz Formation and Ziarat-kola section we can recognize that by increasing the depth of lip structure, it changes to a tegilla plate during million years that is unstable structure with one edge by the continues of this trend the orifice will fine a completely umbilical situation in the end of its evolution that all the mentioned trend leads to decreasing the surface to volume ratio in foraminifers shell that according to Pascal law it can have a grate ability in living longer in more depths compare to their ancestors by the above-mentioned alters.

1. Caron M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera // Bolli H.M., Saunders J.B., and Perch Nielsen K. (Eds). Plankton stratigraphy. Cambridge University Press. P. 17–86.
2. Eicher D.L., 1969a, b. Cenomanian & Turonian planktonic foraminifera from the Western Interior of the United States // Bronnimann P., Renz H.H. (Eds.). Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils. E.J. Brill, Leiden. V. 2. P. 163–174.
3. Eicher D.L. & Worstell P. 1970. Cenomanian & Turonian, foraminifera from

- the Great Plains, United States // Micropaleontology. V. 16. P. 296-324.
4. Hart M.B., 1980a,b. The recognition of Mid-cretaceous sea level changes by means of foraminifera // Cretaceous Research. I. P. 289-297.
 5. Loeblich A., Tappan H. 1988 Foraminiferal genera and their classification; Van Nostrand Reinhold Company, 970pp. 847 plates.
 6. Nederbragt A.J. 1990 Maastrichtian Heterohelcidae (planktonic foraminifera) from the North West Atlantic // Micropaleontology. V. 8. P. 183–206.
 7. Premoli Silva I., Sliter W.V., 1999. Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // Geology. Soc Am. Spec. Pap. V. 332. P. 301–328.
 8. Robaszynski F., Caron M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. Geol. Fr. V. 166. P. 681-692.
 9. Sliter. W.V., 1972 Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography & ecology-eastern Pacific margin // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 12. P. 15-31.

Shafiee Ardestani M.^{1*}, Mandanizadeh² A., Asgharian Rostami M.¹

⁽¹⁾Department of Geology, Faculty of Science, University of Mashhad, Mashhad, Iran;

⁽²⁾Iranian Central Oil Fields Company (I.C.O.F.C);

e-mail: m_shafieeardestani@yahoo.com)

Biostratigraphy and study of the role of morphotype groups of planktonic foraminifera in palaeobathymetry of the Gurpi Formation in Lar area (Kuh-e-kurdeh section), Iran

In order to study the fossil contents of the Gurpi Formation in Lar area (Kuh-e-kurdeh section) for biostratigraphical purposes the 70 meters thick section was sampled at type section. The sequence is mainly made up of Marl, Limy marl, Marly shale and Marly limestone. The lower contact of the formation with Ilam Formation is disconform while the upper contact with Tarbure is continuous. Seventeen species belonging to 9 genera were identified and four biozones were differentiated. These are: *Globotruncanita elevata* biozone (Early Campanian), *Globotruncana ventricosa* biozone (Middle Campanian), *Globotruncanita calcarata* biozone (Late Campanian), *Globotruncanita stuarti* biozone (Early Maastrichtian) and *Gansserina gansseri* biozone (Middle-Late Maastrichtian).

Based on, these an age of Early Campanian – Middle Maastrichtian is quoted to the formation. And the study of the planktonic foraminifera in isolated form resulted in differentiating three morphotype groups. The first groups with trochospiral tests usually indicate shallow waters, the second group contains forms with strong ornamentations and the primary keels representing mid waters, and

and finally compact trochospiral tests with keels known as deep water indices are included in the third group. Also the planktonic to benthic ratio which explains that at the Middle Campanian the water depth increased in the area and then in Middle Maastrichtian decreased to less than 100meters. This study was intended to explore the marine sedimentation of Gurpi Formation in (Inner neritic-outer neritic) restrict and the provided curves from morphotypes changes are in full agreement with the curves of the sea level changes and planktonic foraminifera to benthic ratio. Studies on the morphotypes showed a regressive cycle for Gurpi Formation.

Introduction

At the type section (E: 49° 13' 47", N: 32° 26' 50"), the Gurpi Formation composed of 320 meters grey to blue marl and shale beds and occasionally thin beds of argillaceous limestone (Darvishzadeh, 1992, James & Wynd, 1965). The Gurpi Formation overlies the Ilam Formation and is disconformably overlain by the Pabdeh Formation at the type section (Motiei, 1993). The main purpose of this research was to identify a biostratigraphic zonation of Gurpi Formation in Lar area (Kuh-e-kurdeh section) and correlation with Gurpi type section in Lali area and other Micro fauna of Gurpi Formation were studied by universally accepted biozones (Kalantary, 1992).

Biostratigraphy

Planktonic foraminifera are important to universal biostratigraphy zonation of Upper Cretaceous marine sediments. The value of these foraminifera for correlation has been discussed by Bandy (1967).

10 general and 22 species of planktonic foraminifera were recognized at the studied area, also 5 biozones were identified in thin section and isolated specimens.

1- *Globotruncanita elevata* biozone:

Author: Dalbiez (1955)

Definition: Partial range zone from the first appearance of *Globotruncanita elevata* to the first appearance of *Globotruncana ventricosa*.

Characteristics: The first occurrence of the genus *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti* and *Rosita fornicata* has been taken in this biozone.

Age: Early Campanian.

This biozone was recorded from Tethys (Caron, 1978, Sliter, 1989) and Sarvestan area (Vaziri Moghaddam, 2002) from the Early Campanian.

2- *Globotruncana ventricosa* biozone:

Author: Dalbiez (1955)

Definition: Interval zone from the first appearance of *Globotruncana ventricosa* to the first appearance of *Globotruncanita calcarata*.

Characteristics: *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Rosita fornicata* and *Globotruncana linneiana* are observed in this biozone.

Remarks: The last occurrence of *Rosita patelliformis* is in this biozone.

Age: Middle Campanian.

This biozone was recorded from Tethys (Caron, 1978, Sliter, 1989) and Sarvestan area (Vaziri Moghaddam, 2002) from the Middle Campanian.

3- *Radotruncana calcarata* biozone:

Author: Herm (1962)

Definition: Total range zone of *Globotruncanita calcarata*.

Characteristic: The dominant taxa in this biozone are: *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana linneiana* and *Contusotruncana fornicata*.

Remarks: The first occurrence of *Globotruncanita stuarti* is in this biozone.

Age: Late Campanian.

This biozone was recorded from Central Tethys (Barr, 1972), Tethys (Caron, 1978, Sliter, 1989) and Sarvestan area (Vaziri Moghaddam, 2002) from the Late Campanian.

4- *Globotruncanita stuarti* biozone:

Author: de Lapparent (1918)

Definition: Partial range zone from the last appearance of *Globotruncanita calcarata* and the first appearance of *Gansserina gansseri*.

Characteristics: *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti* and *Globotruncanita stuartiformis* are occurred in this biozone.

Remarks: The first occurrence of *Globotruncanita stuartiformis* and *Globotruncana falsostuarti* is in this biozone.

Age: Early Maastrichtian.

This biozone was recorded from Central Tethys (Barr, 1972), Zagros (Wynd, 1965) and Sarvestan area (Vaziri Moghaddam, 2002) from the Lower Maastrichtian.

5- *Gansserina gansseri* biozone:

Author: Bronnimann (1952)

Definition: Interval zone from the first appearance of *Gansserina gansseri* to Gurpi-Tarbur Formations boundary (*Abathomphalus mayaroensis* biozone was not found in this section).

Characteristics: The dominant taxa in this biozone are: *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita stuarti* and *Globotruncanita stuartiformis*.

Remarks: The first occurrence of *Contusotruncana contusa* is recorded in this biozone.

Age: Middle-Upper Maastrichtian.

This biozone was recorded from Central Tethys (Barr, 1972), Tethys (Caron, 1978, Sliter, 1989) and Sarvestan area (Vaziri Moghaddam, 2002) from the Middle-Upper Maastrichtian.

Conclusion

a) 10 general and 22 species of planktonic foraminifera were identified from Gurpi Formation in Lar area (Kuh-e-kurdeh section).

b) 5 biozones were identified, respectively: *Globotruncanita elevata* (Early Campanian), *Globotruncana ventricosa* (Middle Campanian), *Radotruncana calcarata* (Late Campanian), *Globotruncanita stuarti* (Early Maastrichtian) and *Gansserina gansseri* (Middle-Upper Maastrichtian).

c) The proposed zonal scheme is most closely resemble to Vaziri Moghaddam (2002), Sliter

d) Due to decreasing of water depth in the upper Maastrichtian, *Abathomphalus mayaroensis* biozone was not recognized at the studied area.

e) Observing of *Abathomphalus intermedius* shows that age of Gurpi Formation in Lar area is Early Campanian-Late Maastrichtian.

1. Bandy O.L., 1967. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation. Ibid. 13: 1-13.
2. Barr F.T., 1972. Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. Micropaleontology, 18, 1-46.
3. Bolli M., Saunders J.B. and Nielsen K.P., 1987. Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, 1023 p.
4. Bronnimann P., 1952. Globigerinidae from the upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad // B.W.I. Bull. Am. Paleontol. V. 34. P. 5-71.
5. Caron M., 1978. Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP Leg 40, Southeastern Atlantic Ocean, initial Rep. Deep Sea Drill Proj., 40. P.651-78.
6. Dalbiez F., 1955. The genus Globotruncana in the Tunesia, Micropaleontology, 1:161-71.
7. Darvishzadeh A., 1992. Geology of Iran: Tehran, Amirkabir, Publication Company. 625 pp. In Farsi.
8. Ellis B.F., Messina A.R., 1999. Catalogue of foraminifera on CD ROM. American Museum of Natural History.
9. Premoli Silva I., Verga D., 2004. Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera.
10. James G.A., Wynd J.C., 1965. Stratigraphy Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: American Association Petroleum Geologist Bulletin, 49.
11. Kalantary A., 1992. lithostratigraphy and Microfacies of Zagros Orogenic Area, S.W. Iran, National Iranian Oil Company, Exploration and Production, Geological Laboratories, Pub. No. 12: 421, In Farsi.
12. Leoblich A.R.Jr., Tappan H., 1964. Foraminifera classification and evolution // J. geol. Soc. India. V. 5. P. 6-40.
13. Leoblich A.R.Jr., Tappan H., 1987. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 2 volumes.
14. Longoria J.F., VonFeldt E., 1991. Taxonomy, phylogenetics and biochronol-

- biochronology of single-keeled globotruncanids (Genus Globotruncanita Reiss) // *Micropaleontology*. V. 37(3). P. 1-16.
15. Premoli Silva I. and Sliter W.V., 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica* 82. 89 p.
16. Premoli Silva I. and Verga D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic.
17. Foraminifera / Verga D., Rettori R. (Eds.) // International school on Planktonic Foraminifera., Universities of Perugia and Milano, Tipografia Pontefelcino, Perugia. 283 p.
18. Sliter W.V., 1989. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section, *Journal of Foraminiferal Research*, 19(1): 1-19
- Setudehnia A.A., 1972. Lexique Stratigraphique International ASIE v. III, Fascicule, b. 2 – Iran du sud Ouest.
19. Robaszynski F., Caron M., 1979. Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys), première partie. *Cahiers de Micropaleontologie* 1 (1-185 pp.).
20. Robaszynski F., Caron M., 1995. Foraminifères planktonique du crétacé: *Bulletine Society Geological of France*. T. 166. P. 681-698.
21. Vaziri Moghaddam H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi Formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz, Iran, published in *Journal of Science*. Islamic Republic of Iran. V. 13. P. 339-356.
22. Wynd J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area IOOC, Rep. No. 1082. Unpublished.

**Masood Asgharian Rostami¹, Behnaz Balmaki²,
Meysam Shafiee Ardestani^{1*}**

(¹Department of Geology, Faculty of Science, University of Mashhad, Mashhad, Iran;

²Department of Geology, Faculty of Science, University of Hamedan, Hamedan, Iran;
e-mail: m_shafiee@khayam.ut.ac.ir)

Palaeobathymetry of the Ziarat-kola section at Central Alborz using foraminifera, IRAN

Ziarat-kola section at Central Alborz, with an age of Maastrichtian – early Danian and a thickness of 200 m contains monotonous Marl and limy marl. The study of the planktonic foraminifera in isolated form led to differentiate three morphotype groups. The first group is characterized by trochospiral tests usually indicate shallow waters, the second group contains forms with strong ornamentations and the primary keels representing mid waters and finally compact trochospiral tests with keels known as deep water indices are included in the third group. Also the planktonic to benthic ratio was calculated using

$$\text{Depth} = e^{(3.58718 + (0.03534 \times \%p))}$$

equilibrium which explains that at the deposits 400 meter at total part of in this section. This study was intended to explore the marine sedimentation of Ziarat-kola section in (middle – upper bathyal) restrict and the provided curves from morphotypes changes are in full agreement with the curves of the sea level changes and planktonic foraminifer to epifauna benthic ratio. Thus, results indicate that beginning and end of are deeper from middle section.

The section studied is located eight km south of Ziyarat-kola village, south of Behshahr in northern flank of Central Alborz Mountains. At this locality (E: 53° 40' 10", N: 36° 30' 51") the section consists about 200m. Thickness of monotonous grey-green to light grey marl. The very high rate of sediment accumulation in the studied area created a great potential for accurately evaluating the timing of environmental changes during the late Maastrichtian. A total of 85 samples were collected from the section, which were soaked in water with diluted hydrogen peroxide, washed through 63µm, 150µm and 250µm sieves, and dried until clean foraminiferal residues were recovered. About 200-300 individuals were picked up for each sample in two size fractions (63-150µm and >150µm) and mounted on dark cardboard slides for identification. Species identifications are based on (Caron 1985, Loeblich & Tappan 1950, Nederbragt 1990, 1991).

Result

Groups of planktonic morphotypes are distinguished by depth of living (Hart, 1980a, Hart, 1980b, Wonders 1980, Keller, 1999). Those are consisting of:

1- Shallow area faunas

Heterohelix and *Hedbergella* and a big part of *Hedbergella* small samples like Globotruncanids genus are related to faunas of shallow epicontinental seas or the border sea (Eicher, 1969, Eicher and Worstell, 1970, Sliter 1972).

2- Middle water faunas

Rugoglobigerina and *Globotruncanella* are related to these faunas.

3- Deep water faunas (lower than 100)

These faunas were counted like keeled shapes.

There were 300 samples in the size of 120 mesh completely by chance, from every samples were counted that the result of this count shows at the first of successions and in the lower section morphotype group 3 was conquering and the amount of the morphotype group 1 was less in the area that this paragraph. in the lower section the group of morphotype three and %P* was increasing in the area that it indicated the proportional increasing of depth in the area and by this time portici structure has been larger and in umbilical structure is born in this unicellular, and in the middle formation has decreased the amount of morphotype three in the area again and the members of morphotype group one increased and upper part the members of morphotype group three (M3) with association of %P* increased. Also the planktonic to benthic ratio was calculated using $\text{Depth} = e(3.58718 + (0.03534 \times \%P^*))$ Van der Zwaan equilibrium 1999 ($e=2.718281\dots$) which explains that at the deposits 400 meter at total part of in this section. This

study was intended to explore the marine sedimentation of Ziarat-kola section in (middle – upper bathyal) restrict and the provided curves from morphotypes changes are in full agreement with the curves of the sea level changes and planktonic foraminifer to epifauna benthic ratio. The planktonic to benthonic foraminifera ratio is study in the area to indicate the paleodepth and changes trends of sea level. By searching the planktonic foraminifera to benthic ratio and it is relation with Van der Zwaan depth and the agglutinate benthic foraminifera ratio to hyaline shows that the beginning and bottom of section is deeper than the middle part and the depth of mentioned section is middle to upper bathyal.

1. Caron M. Cretaceous planktic foraminifera / Bolli H.M., Saunders J.B., Perch Nielsen K. (Eds) // *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, 1985. P. 17-86.
2. Eicher D.L. Cenomanian & Turonian planktonic foraminifera from the Western Interior of the United States / Bronnimann P., Renz H.H. (Eds.) // *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*. V. 2. E.J. Brill, Leiden, 1969a. P. 163–174.
3. Eicher D.L. Cenomanian Turonian plankton foraminifera from the western interior of the United State / Bronnimann P., Renz H.H. (eds.) // *Proceeding of the First International Conference on planktonic Microfossils*. 1969b. V. 2. P. 163-174.
4. Eicher D.L., Worstell P. Cenomanian & Turonian, foraminifera from the Great Plains, United States // *Micropaleontology*. 1970. V. 16. P. 296-324.
5. Hart M.B. The recognition of Mid-Cretaceous sea level changes by means of foraminifera // *Cretaceous Research*. 1980a. V. 1. P. 289-297.
6. Hart M.B. A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera // *Nature*. 1980b. V. 286. P. 252-254.
7. Keller G. The Cretaceous-Tertiary Mass extinction in planktonic foraminifera: Biotic constraints for catastrophe theories / Macleod N., Keller G. // *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: Biotic & environmental changes*. 1999. P. 49-83.
8. Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company. 1988. 970 p. 847 plates.
9. Nederbragt A.J. Maastrichtian Heterohelidae (planktonic foraminifera) from the North West Atlantic // *Micropaleontology*. 1990. V. 8. P. 183–206.
10. Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // *Geology. Soc. Am. Spec. Pap.* 1999. V. 332. P. 301–328.
11. Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1995. V. 166. P. 681-692.
12. Robaszynski F., Caron M., Gonzales-Donoso J.-M., Wonders A.A.H. and the European Working Group on Planktonic Foraminifera; *Atlas of Late Cretaceous globotruncanids* // *Revista Micropaleontologia*. 1983-1984. V. 26 (3-4). P. 145-305.

13. Sliter W.V. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography & ecology-eastern Pacific margin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1972. V. 12. P. 15-31.
14. Van der Zwaan G.J., Duijnste I.A.P., Den Dulk M., Ernst S.R., Kouwenhoven N.T., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts; *Earth Sciences Reviews* **46**. P. 213-236.
15. Wonders A.A. Middle & late Cretaceous planktonic Foraminifera of the western Mediterranean area // *Utrecht Micropaleontology Bulletin*. 1980. V. 24. P. 1-158.

Алфавитный указатель

Аблаев А.Г.	108, 334	Емельянова Т.А.	54
Азербайев Н.А.	110	Ерошенко Д.В.	49, 311
Айбулатов Д.Н.	44	Зезина О.Н.	262
Аквис Т.М.	7	Зеленщиков Г.В.	303
Александрова Г.Н.	88	Иванова Е.Д.	262, 275
Алексеев В.П.	115	Исаченко С.М.	311
Амон Э.О.	115, 120	Казарина Г.Х.	179
Афанасьева М.С.	120	Кайстренко В.М.	275
Баженова Е.А.	18	Калинин В.В.	303
Бараш М.С.	125, 179	Карху Ю.	188
Барг И.М.	130	Кащенко В.Ю.	58
Бахмутов В.Г.	293	Клювиткина Т.С.	183
Безрукова Е.В.	134	Колька В.В.	204
Бубенщикова Н.В.	20	Корсакова О.П.	204
Булдаков С.В.	63, 68	Корякин М.Н.	27
Былинская М.Е.	88	Котилайнен А.	188
Ватрушкина Е.В.	23	Котилайнен М.	188
Вержбицкий В.Е.	23, 25	Кошелева В.А.	63, 68
Витковский А.	188	Кравцов В.А.	49
Вишневская О.Н.	27	Крохмаль А.И.	192
Вологина Е.Г.	139	Кубракова И.В.	78
Воронцов А.А.	44	Кудрявцева Е.А.	202
Гаврилов Ю.О.	143	Кузнецов В.Г.	195
Ганзей Л.А.	148, 275	Кузнецов В.Ю.	199
Герасименко Н.П.	293	Кузнецов Д.Д.	293
Герасимова М.В.	83	Куриный Н.А.	63, 68
Гирин Ю.П.	78	Кюперс А.	188
Гладенков А.Ю.	152	Лаврова Н.Б.	204
Гладенков Ю.Б.	157	Лебедев А.И.	115
Головина Л.А.	272	Левитан М.А.	73, 78,
Горбаренко С.А.	224, 228		209
Гребенникова Т.А.	275	Леликов Е.П.	54
Гуков А.Ю.	27	Леонтьев И.О.	44
Димитров О.В.	160	Лисицын А.П.	3, 7
Дмитренко О.Б.	165, 169,	Лудикова А.В.	293
	218, 255	Лукашина Н.П.	214, 218,
Дорохова Т.В.	171		316
Друщиц В.А.	30, 160	Лукша В.Л.	78
Дударев О.В.	35, 39, 99	Любушин А.А.	257
Дунаев Н.Н.	44	Малахов М.И.	224, 228
Евзеров В.Я.	174	Малахова Г.Ю.	224, 228

Емельянов Е.М.	49	Малёнкина С.Ю.	232
Мейер М.	188	Сопивник И.В.	311
Мережко А.А.	101	Сорочинская А.В.	101
Митяев М.В.	83	Спиридонов М.	188
Можеровский А.В.	297	Ступин С.И.	88
Морос М.	188	Субетто Г.Д.	293
Найдина О.Д.	237	Субетто Д.А.	293
Напреенко М.Г.	171	Сыромятников К.В.	73
Неизвестнов Я.В.	63, 68	Талденкова Е.Е.	248
Нейман Т.	188	Тарасов П.Е.	134
Новигатский А.Н.	58	Терехов Е.П.	297
Новичкова Е.А.	241	Тидеман Р.	20
Нюрнберг Д.	20	Тищенко П.Я.	27
Овсебян Е.А.	246	Тримонис Э.С.	300
Овсебян Я.С.	248	Турпаева Е.П.	262
Ольшанецкий Д.М.	251	Тучкова М.И.	23, 25
Оськина Н.С.	218, 255	Тютюнник О.А.	78
Печерский Д.М.	257	Улановская Т.Е.	303
Плетнев С.П.	262	Уткин И.В.	262
Погодина И.А.	248	Ушакова М.Г.	7
Политова Н.В.	3	Фазлиахметов А.М.	308
Полякова Е.И.	183, 241	Федоров Ю.Н.	115
Поняев М.С.	58	Федорова И.В.	99
Радионова Э.П.	88, 272	Фидаев Д.Т.	49, 311
Разжигаета Н.Г.	148, 275	Фукалов П.Д.	27
Райский А.К.	262	Харада Н.	224, 228
Репкина Т.Ю.	44	Харин Г.С.	316, 321
Риедель Ф.	134	Харламов А.А.	148, 275
Ростовцева Ю.В.	280	Цой И.Б.	325
Рощина И.А.	73, 78	Чаркин А.Н.	35, 39, 99
Руденко О.В.	285	Черепанова М.В.	262
Русаков В.Ю.	73	Черкашёв Г.А.	63, 68
Рябчук Д.	188	Чудецкий М.Ю.	78
Савенко В.А.	115	Шакиров Р.Б.	101
Садчикова Т.А.	30	Шевченко В.П.	3, 293
Сапелко Т.В.	293	Шмельков Б.С.	209
Саттлер Б.	78	Шпильхаген Р.	73
Сафарова С.А.	108, 334	Штайн Р.	18
Семилетов И.П.	35, 39, 99	Штурм М.	139
Сивков В.В.	169, 218	Щербинина Е.А.	143
Слоистов С.М.	94	Янсен Э.	188
Сноубол Я.	188	Япаскурт О.В.	329
Соколов С.Д.	25	Andersson P.	35

Соколова E.A.	289		
Bauch H.A.	237, 241, 248, 341	Li Cheng-Sen	334
Behnaz Balmaki	336, 350	Mandanizadeh A.	346
		Masoud Asgharian	336, 346, 350
Bonnie Wolff- Boenisch	105, 106	Rostami	350
Fahl K.	341	Meysam Shafiee	336, 343, 346, 350
Gustafsson Ö.	35, 39, 99	Ardestani	346, 350
Helmke J.P.	341	Nicole Biebow	106
Jørn Thiede	105, 106	Paul Egerton	105, 106
Kandiano E.S.	341	Roberto Azzolini	105, 106
Laura Sánchez-García	99	Röhl U.	341
Lester Lembke-Jene	105, 106	Vonk J.	35
		Wang Yu-Fei	334

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Лисицын А.П., Шевченко В.П., Политова Н.В.</i> XVII Международная Научная Конференция (Школа) по морской геологии «Геология морей и океанов»	3
<i>Лисицын А.П., Аквис Т.М., Ушакова М.Г.</i> Юбилеры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2009 году	7
Морская геология Арктики	
<i>Баженова Е.А., Штайн Р.</i> Реконструкция палеогеографических обстановок и условий осадконакопления в районе хребта Менделеева (у континентальной окраины Восточно-Сибирского моря) в позднечетвертичное время	18
<i>Бубеницкова Н.В., Нюрнберг Д., Тидеман Р.</i> Изменения палеопродуктивности и зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 130 тысяч лет по бентосным фораминиферам и седиментологическим данным (колонка MD01-2415)	20
<i>Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.</i> Изучение литологии юрско-меловых комплексов Чукотки: проблемы и методы решения	23
<i>Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.</i> Тектоника и основные этапы структурной эволюции российского шельфа Чукотского моря	25
<i>Гуков А.Ю., Тищенко П.Я., Вишневская О.Н., Корякин М.Н., Фукалов П.Д.</i> Изучение железомарганцевых конкреций бухты Тикси моря Лаптевых	27
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Трансгрессивные этапы развития шельфа Восточной Арктики в кайнозое	30
<i>Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П., Vonk J., Gustafsson Ö., Andersson P.</i> Восточно-Сибирский шельф: особенности современного морфолитогенеза	35
<i>Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П., Gustafsson Ö.</i> Восточно-Сибирский шельф: особенности стратификации вод придонного нефелоида	39
<i>Дунаев Н.Н., Айбулатов Д.Н., Воронцов А.А., Леонтьев И.О., Репкина Т.Ю.</i> Морфодинамика береговой зоны Карского моря в XXI веке	44

<i>Емельянов Е.М., Кравцов В.А., Ерошенко Д.В., Фидаев Д.Т.</i> Особенности химического и минерального составов донных осадков и геоэкология анаэробного оз. Могильное (о. Кильдин, Баренцево море)	49
<i>Емельянова Т.А., Леликов Е.П.</i> Позднеолигоцен-плейстоценовые этапы вулканизма и геодинамика глубоководных котловин Японского и Охотского морей	54
<i>Кащенко В.Ю., Новигатский А.Н., Поняев М.С.</i> Распределение и состав осадочного вещества в снежно-ледовом покрове в околополюсном районе Арктики в апреле 2008 г.	58
<i>Кошелева В.А., Черкашёв Г.А., Неизвестнов Я.В., Булдаков С.В., Куринный Н.А.</i> Особенности вещественного состава кайнозойских отложений в акватории Ванькиной губы (море Лаптевых)	63
<i>Кошелева В.А., Черкашёв Г.А., Неизвестнов Я.В., Булдаков С.В., Куринный Н.А.</i> Особенности вещественного состава кайнозойских отложений в акватории Эбеляхской губы (море Лаптевых)	68
<i>Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р.</i> Четвертичная история осадконакопления на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан)	73
<i>Левитан М.А., Гирин Ю.П., Кубракова И.В., Лукаш В.Л., Рощина И.А., Саттлер Б., Тютюнник О.А., Чудецкий М.Ю.</i> Происхождение голоценовых сапропелей оз. Унтерзее (Восточная Антарктида)	78
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В.</i> Содержание взвеси в поверхностном слое воды в губах Ярнышная и Дальнезеленецкая Мурманского побережья	83
<i>Радионова Э.П., Александрова Г.Н., Былинская М.Е., Ступин С.И.</i> Палеонтологические результаты драгирования северной части хр. Книповича и впадины Моллой (24 рейс НИС «Академик Н. Страхов»)	88
<i>Слоистов С.М.</i> Интеграция архивных и новых материалов по литостратиграфии донных осадков Баренцева моря	94
<i>Чаркин А.Н., Дударев О.В., Федорова И.В., Семилетов И.П., Laura Sánchez-García, Gustafsson O.</i> Особенности современного осадкообразования в западной части залива Буор-Хая (море Лаптевых)	99

<i>Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Мережко А.А.</i> Геохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря (профиль 5-AP)	101
<i>Bonnie Wolff-Boenisch, Lester Lembke-Jene, Jørn Thiede, Paul Egerton, Roberto Azzolini</i> The AURORA BOREALIS Research Icebreaker: Concept, Chances and Challenges	105
<i>Jørn Thiede, Bonnie Wolff-Boenisch, Paul Egerton, Roberto Azzolini, Lester Lembke-Jene, Nicole Biebow</i> The AURORA BOREALIS Perspective: A new international research icebreaker for the Arctic	106
 Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция морских и сухопутных отложений	
<i>Аблаев А.Г., Сафарова С.А.</i> Биостратиграфия дочетвертичного кайнозоя бурогоугольного месторождения (Приморский край)	108
<i>Азербает Н.А.</i> Темпеститы в кембрийских отложениях Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги (Казахстан)	110
<i>Амон Э.О., Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Лебедев А.И., Савенко В.А.</i> Основные черты палеогеографии аптского морского бассейна запада Западной Сибири	115
<i>Афанасьева М.С., Амон Э.О.</i> Волновое распространение эволюционных инноваций радиолярий девона	120
<i>Бараи М.С.</i> Причины массовой гибели морских организмов на границе мезозоя и кайнозоя – современные представления	125
<i>Барг И.М.</i> О стратиграфическом положении бугазских слоев и границе плейстоцена и голоцена в Азово-Черноморском бассейне	130
<i>Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Риедель Ф.</i> Климатически обусловленные изменения природной среды юга Восточной Сибири в МИС 1-3	134
<i>Вологина Е.Г., Штурм М.</i> Голоценовые турбидиты озера Байкал	139
<i>Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.</i> Биосферное событие на границе палеоцена - эоцена и его отображение в различных седиментационных системах Земли (океаны, моря, континенты)	143

<i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Харламов А.А.</i> Сравнительная характеристика осадков экстремальных штормов 2006-2007 гг. и цунами на о. Шикотан	148
<i>Гладенков Ю.Б.</i> Зональная стратиграфия в расчленении морских отложений: реальности и ограничения	152
<i>Гладенков А.Ю.</i> Использование зональных подразделений по диатомеям при датировании и корреляции океанических и шельфовых толщ кайнозоя Северотихоокеанского региона	157
<i>Димитров О. В., Друщиц В.А.</i> Основы построения сейсмостратиграфической модели четвертичных осадков в самой южной части болгарского шельфа	160
<i>Дмитренко О.Б.</i> Процессы формирования донных четвертичных осадков в разрезах ЮЗ Атлантики по наннофоссилиям	165
<i>Дмитренко О.Б., Сивков В.В.</i> Литология и биостратиграфия (наннопланктон) позднечетвертичных осадков Северной Атлантики (по материалам 48-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)	169
<i>Дорохова Т.В., Напреенко М.Г.</i> К вопросу о реконструкции палеоэкологической обстановки в регионе Юго-Восточной Балтики в голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа	171
<i>Евзеров В.Я.</i> Гляциостатические трансгрессии Кольского региона и их отложения	174
<i>Казарина Г.Х., Бараиш М.С.</i> Комплексы диатомей из межледниковых отложений Охотского моря	179
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы сибирских морей Арктики как индикаторы изменений речного стока и ледово-гидрологического режима на шельфе	183
<i>Котилайнен А., Янсен Э., Карху Ю., Котилайнен М., Кюперс А., Мейер М., Морос М., Нейман Т., Рябчук Д., Сноубол Я, Спиридонов М., Витковский А.</i> Проект INFLOW – механизмы изменений среды Балтийского моря на протяжении последних 6000 лет и сценарии будущего развития	188
<i>Крохмаль А.И.</i> Микротериофауна из плейстоценовых морских и лиманных отложений Украины	192
<i>Кузнецов В.Г.</i> Пелагические карбонатные отложения палеоокеанов	195
<i>Кузнецов В.Ю.</i> Радиохронология четвертичных отложений океана	199

<i>Кудрявцева Е.А.</i> Оценка первичной продукции по содержанию органического углерода в осадках Гданьского бассейна Балтийского моря	202
<i>Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П.</i> Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы миграции береговой линии Белого моря (северная Карелия)	204
<i>Левитан М.А., Шмельков Б.С.</i> Особенности позднечетвертичной седиментации в восточной части Аравийского моря	209
<i>Лукашина Н.П.</i> Продуктивность апвеллинга в районе Китового хребта в плейстоцене (по результатам изучения бентосных фораминифер)	214
<i>Лукашина Н.П., Сивков В.В., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С.</i> Позднечетвертичные условия осадкообразования и водные массы к северу от канала Вима	218
<i>Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н.</i> Запись относительной напряженности геомагнитного поля в колонке MR0604-PC06R, Охотское море	224
<i>Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Малахов М.И., Харада Н.</i> Петромагнитные индикаторы осцилляций климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене - голоцене, колонка MR 0604-PC 06R	228
<i>Малёнкина С.Ю.</i> Вариации морфологии построек и минерального состава юрских строматолитов Восточно-Европейской платформы	232
<i>Найдина О.Д., Баух Х.А.</i> Изменения климата и среды восточного шельфа моря Лаптевых в позднеледниковье	237
<i>Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Баух Х.А.</i> История развития восточной части Белого моря за последние 10.2 тыс. кал. лет по материалам изучения водных и наземных палиноморф	241
<i>Овсепян Е.А.</i> Комплексы бентосных фораминифер трех терминаций и максимума последнего оледенения в восточной части экваториальной области Тихого океана	246
<i>Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Погодина И.А., Баух Х.А.</i> Комплексы ископаемых секреторно-известковых бентосных фораминифер моря Лаптевых и реконструкция изменений палеосреды позднего плейстоцена и голоцена	248
<i>Ольшанецкий Д.М.</i> Бентосные фораминиферы палеоцена и эоцена Пацифики, ответ на изменения глубоководной циркуляции	251

<i>Оськина Н.С., Дмитренко О.Б.</i> Изменение поверхностных температур в зоне влияния Бенгельского апвеллинга в течение плейстоцена	255
<i>Печерский Д.М., Любушин А.А.</i> Согласованное поведение биозон и геомагнитных инверсий в фанерозое: тайна двух океанов	257
<i>Плетнев С.П., Иванова Е.Д., Черепанова М.В., Уткин И.В.</i> Лито- и биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений центральной части Охотского моря	262
<i>Райский А.К., Турпаева Е.П., Зезина О.Н.</i> Геоморфологические и гидрологические предпосылки и преграды при расселении донных беспозвоночных животных в Арктическом бассейне (на примере пикногонид и брахиопод)	267
<i>Радионова Э.П., Головина Л.А.</i> К вопросу об аналогах мессинских отложений и «мессинском перерыве» в Черном море	272
<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Иванова Е.Д., Кайстренко В.М., Харламов А.А.</i> Осадки Симуширского цунами 2006 г.: состав и биофоссилии	275
<i>Ростовцева Ю.В.</i> Мессинское событие в Восточном Паратетисе (на примере отложений понта Таманского прогиба)	280
<i>Руденко О.В.</i> Субфоссильные и ископаемые палиноспектры донных осадков Северо-Канинского мелководья	285
<i>Соколова Е.А.</i> Танатоценозы сеноманских планктонных фораминифер, сформировавшиеся в нефтегазоносных регионах Карибского моря и Мексиканского залива	289
<i>Субетто Д.А., Бахмутов В.Г., Герасименко Н.П., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Субетто Г.Д., Шевченко В.П.</i> Реконструкция колебаний уровня Белого, Балтийского и Черного морей в голоцене по палеолимнологическим данным	293
<i>Терехов Е.П., Можеровский А.В.</i> Особенности развития раннепалеогеновых бассейнов седиментации в зоне перехода - окраинное Охотское море - внешняя дуга Курильской островной системы	297
<i>Тримонис Э.С.</i> Позднечетвертичное осадконакопление в юго-восточной Балтике	300
<i>Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленичиков Г.В.</i> Майкопская серия российского сектора Каспийского моря	303
<i>Фазлиахметов А.М.</i> Осадконакопление на склонах и в подножии островных дуг на примере улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала	308

<i>Фидаев Д.Т., Ерошенко Д.В., Исаченко С.М., Сопивник И.В.</i> Строение и ареалы распространения верхнечетвертичных отложений Северной Балтики	311
<i>Харин Г.С., Лукашина Н.П.</i> Морские бассейны Северо- Западной Европы в палеогене	316
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Корреляция кайнозойских эпох эксплозивного вулканизма в разных регионах Атлантики	321
<i>Цой И.Б.</i> Силикофлагелляты неогена Японского моря (био- стратиграфия и палеоокеанография)	325
<i>Япаскурт О.В.</i> Основы концепции развития литологических исследований современных и древних морских и океанских бассейнов	329
<i>Ablaev A.G., Safarova S.A., Li Cheng-Sen, Wang Yu-Fei</i> The results of joint Russian-hinese investigations in "Tumagan, Sui- fen and Bikin cenozoic basins" (2001-2006)	334
<i>Behnaz Balmaki, Masoud Asgharian rostami, Meysam Shafiee</i> <i>ardestani</i> Studying and indicating the salinity ratio of paleoenvi- ronment by using the evolutional paleotesting instrument of Glo- bator bleicheri in part of Seimare, Gurpi Formation, Iran	336
<i>Kandiano E.S., Bauch H.A., Fahl K., Helmke J. P., Röhl U.</i> Are MIS 11 and the Holocene really analogous?	341
<i>Meysam Shafiee Ardestani</i> The study of umbilical system in planktonic foraminifera in relation with depth of in Elborz and Kopeh-Dagh basin, IRAN, resulted in unique theory	343
<i>Shafiee Ardestani M., Mandanizadeh A., Asgharian Rostami M.</i> Biostratigraphy and study of the role of morphotype groups of planktonic foraminifera in palaeobathymetry of the Gurpi Formation in Lar area (Kuh - e - kurdeh section), Iran	346
<i>Masood Asgharian Rostami, Behnaz Balmaki, Meysam Shafiee</i> <i>Ardestani</i> Palaeobathymetry of the Ziarat-kola section at Central Alborz using foraminifera, IRAN	350
Алфавитный указатель	354

CONTENTS

<i>Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Politova N.V.</i> XVII International Scientific conference on Marine geology	3
<i>Lisitzin A.P., Ushakova M.G., Akivis T.M.</i> Our jubilees in 2009	7
Marine geology of the Arctic and Antarctic regions	
<i>Bazhenova E.A., Stein R.</i> Late Quaternary glacial/interglacial regimes at the East Siberian Sea continental margin: reconstructions based on a sedimentary record from southern Mendeleev Ridge	18
<i>Bubenshchikova N.V., Nürnberg D., Tiedemann R.</i> Variations of the paleoproductivity and oxygen minimum zone of the Okhotsk Sea during the last 130 ka revealed by benthic foraminiferal and sedimentological data (core MD01-2415)	20
<i>Vatrushkina E.V., Tuchkova M.I., Verzhbitsky V.E.</i> The lithological study of Jurassic-Cretaceous complexes of Chukotka: problems and methods of solution	23
<i>Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Tuchkova M.I.</i> Tectonics and main stages of structural development of the Russian Chukchi Sea shelf	25
<i>Gukov A.Yu., Tischenko P.Ya., Vishnevskaya O.N., Koryakin M.N., Fukalov P.D.</i> Investigation of concretions in the Tiksi Bay of Laptev Sea	27
<i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> Transgressive stages in Eastern Arctic shelf evolution for Cenozoic	30
<i>Dudarev O., Charkin A., Semiletov I., Vonk J., Gustafsson Ö., Andersson P.</i> East-Siberian Shelf: features of the recent morpho-lithogenesis	35
<i>Dudarev O., Charkin A., Semiletov I., Gustafsson Ö.</i> East-Siberian Shelf: features of the near bottom water stratification	39
<i>Dunaev N.N., Aibulatov D.N., Vorontsov A.A., Leont'yev I.O., Repkina T.Yu.</i> Morphodynamic of coastal zone of the Kara Sea in XXI century	44
<i>Emelyanov E.M., Kravtsov V.A., Eroshenko D.V., Fidaev D.T.</i> The features of the chemical and mineral compositions of the bottom sediments and geo-ecology of the anaerobic Mogilnoye Lake (Kildin isl., Barents Sea)	49
<i>Emel'yanova T.A., Lelikov E.P.</i> Late Oligocene-Pleistocene stages of volcanism and geodynamics of the deep-sea basins of the Japan and Okhotsk seas	54

<i>Kashchenko V., Novigatsky A., Ponyaev M.</i> Distribution and composition of particulate matter in snow-ice cover in circumpolar area of Arctic regions in April 2008	58
<i>Kosheleva V.A., Cherkashov G.A., Neizvestnov Ia.V., Buldakov S.V., Kurinnyj N.A.</i> Features of material composition of the Cenozoic sediments in the water area of Vankino Guba (Laptev Sea)	63
<i>Kosheleva V.A., Cherkashov G.A., Neizvestnov Ia.V., Buldakov S.V., Kurinnyj N.A.</i> Features of material composition of the Cenozoic sediments in the water area of Ebelychskay Guba (Laptev Sea)	68
<i>Levitan M.A., Roshchina I.A., Rusakov V.Yu., Syromyatnikov K.V., Spielhagen R.</i> Quaternary sedimentation history of the Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean)	73
<i>Levitan M.A., Girin Yu.P., Kubrakova I.V., Luksha V.L., Roshchina I.A., Sattler B., Tyutyunnik O.A., Chudetsky M.Yu.</i> Origin of Holocene sapropels of Lake Untersee (East Antarctic)	78
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V.</i> Concentration of a suspension in a surface layer of water in Yarnischnaya and Dalnezelenetskaya inlets, Murmansk coast	83
<i>Radionova E.P., Aleksandrova G.N., Bylinskaya M.E., Stupin S.I.</i> Paleontological Results of Dredging in the Northern Part of the Knipovich Ridge and Molloy Deep (Leg 24 of RV "Academician N. Strakhov")	88
<i>Sloistov S.M.</i> Integration of Archive and New Materials on Lithostratigraphy of the Barents Sea Sediments	94
<i>Charkin A.N., Dudarev O.V., Fedorova I.V., Semiletov I.P., Laura Sanchez-Garcia, Gustafsson Ö.</i> Features of recent sedimentation in the western part of the Buor-Haya Gulf (Laptev Sea)	99
<i>Shakirov R.B., Sorochinskaja A.V., Merezko A.A.</i> Geochemistry Features of Sediments of the East-Siberian Sea (Section-5-AR)	101
<i>Bonnie Wolff-Boenisch, Lester Lembke-Jene, Jørn Thiede, Paul Egerton, Roberto Azzolini</i> The AURORA BOREALIS Research Icebreaker: Concept, Chances and Challenges	105
<i>Jørn Thiede, Bonnie Wolff-Boenisch, Paul Egerton, Roberto Azzolini, Lester Lembke-Jene, Nicole Biebow</i> The AURORA BOREALIS Perspective: A new international research icebreaker for the Arctic	106

Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits

<i>Ablaev A.G., Safarova S.A.</i> Biostratigraphy of Prequaternary Cenozoic brown coal deposit (Primorye Territory)	108
<i>Azerbayev N.A.</i> Tempestites in Cambrian deposits of Shyngys-Tarbagatai island arc (Kazakhstan)	110
<i>Amon E.O., Alekseev V.P., Fedorov Yu.N., Lebedev A.I., Savenko V.A.</i> Main paleogeographic features of Aptian marine basin of the west of Western Siberia	115
<i>Afanasyeva M.S., Amon E.O.</i> Innovation waves in evolution of Radiolaria in Devonian	120
<i>Barash M.S.</i> The reasons of the mass extinction of marine organisms at Mesozoic and Cenozoic boundary: the contemporary overview	125
<i>Barg I.M.</i> About stratigraphical position of bugazceh layers and border of pleistocene and holocene in the Azovo-Black Sea basin	130
<i>Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Riedel F.</i> Climatically driven environmental changes in the south of East Siberia over MIS 1-3 interval	134
<i>Vologina E.G., Sturm M.</i> Holocene turbidities of Lake Baikal	139
<i>Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A.</i> Biosphere event at the Paleocene – Eocene transition and its record in the different Earth sedimentary systems (oceans, epeiric seas, continents)	143
<i>Ganzev L.A., Razzhigaeva N.G., Harlamov A.A.</i> Comparative characteristic of extreme storms 2006-2007 yrs. and tsunami deposits on Shikotan Island	148
<i>Gladenkov A.Yu.</i> Application of diatom zones for dating and correlation of the North Pacific Cenozoic oceanic and shelves deposits	152
<i>Gladenkov Yu.B.</i> Zonal stratigraphy in subdivision of marine deposits: realities and restrictions	157
<i>Dimitrov O.V., Drouchits V.A.</i> Base of Quaternary sediments seismic stratigraphic model for most southern part of Bulgarian shelf	160
<i>Dmitrenko O.B.</i> The Formation Processes of the Quaternary Bottom Sediments by Nannofossils (SW Atlantic)	165
<i>Dmitrenko O.B., Sivkov V.V.</i> Litology and biostratigraphy (nanoplankton) of the Late Quaternary North Atlantic bottom sediments (according to data collected during the 48-th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh”)	169
<i>Dorokhova T.V., Napreenko M.G.</i> On the question of palaeoenvironmental changes in the Late Quaternary of the Black Sea	

ronment reconstruction in the region of south-east Baltic during Holocene by means of pollen analysis	171
<i>Yevzerov V.Ya.</i> Glacioeustatic transgressions of the Kola region and their sediments	174
<i>Kazarina G.Kh., Barach M.S.</i> Diatom assemblages from interglacial sediments of the Okhotsk Sea	179
<i>Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I.</i> Aquatic palynomorphs of the Arctic Seas as indicators of river discharge and ice-hydrological conditions on the shelf	183
<i>Kotilainen A., Jansen E., Karhu J., Kotilainen M., Kuijpers A., Meier H.E.M., Moros M., Neumann T., Ryabchuk D., Snowball I., Spiridonov M., Witkowski A.</i> INFLOW – providing information on forcing mechanisms of environmental changes of the Baltic Sea during the past 6000 years and future scenarios	188
<i>Krokhmal' A.I.</i> Microteriofauna from the Pleistocene marine and estuary sediments of Ukraine	192
<i>Kuznetsov V.G.</i> Pelagic paleoceanic carbonate sediments	195
<i>Kuznetsov V.Yu.</i> Radiochronology of Quaternary deposits of the ocean	199
<i>Kudryavtzeva E.A.</i> Assessment of primary production on the content of organic carbon in the sediments of the Gdansk of the Baltic Sea	202
<i>Lavrova N.B., Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> Pollen spectra of the lake bottom sediments as indicators of relative sea level changes of the White Sea (Northern Karelia)	204
<i>Levitan M.A., Shmel'kov B.S.</i> Peculiarities of Late Quaternary sedimentation in the eastern Arabian Sea	209
<i>Lukashina N.P.</i> Change of productivity of upwelling in the area of the Whale ridge in Pleistocene (by results of studying of benthonic foraminifera)	214
<i>Lukashina N.P., Sivkov V.V., Dmitrenko O.B., Oskina N.S.</i> Last Quaternary sedimentary conditions and water masses northern of Vema Channel	218
<i>Malakhov M.I., Gorbarenko S.A., Malakhova G.Yu., Harada N.</i> Record of the relative intensity of geomagnetic field in the core MR0604-PC06R, Okhotsk Sea	224
<i>Malakhova G.Yu., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I., Harada N.</i>	

The petromagnetic indicators of climate and environment oscillation in the Okhotsk Sea in late pleistocene - holocene, core MR 0604-PC 06R	228
<i>Maleonkina S.Yu.</i> Variations in morphology and mineral composition of Jurassic stromatolites of the East-European Platform	232
<i>Naidina O.D., Bauch H.A.</i> Climate and Environmental Changes in the Eastern Shelf of the Laptev Sea in the Late Glaciation Epoch	237
<i>Novichkova Ye.A., Polyakova Ye.I., Bauch H.A.</i> Environmental history of the White Sea Basin (the eastern part) during the last 10.2 cal. ka based on aquatic and terrestrial palynomorphs analysis	241
<i>Ovsepyan E.A.</i> Benthic foraminiferal assemblages during three terminations and the Last Glacial Maximum in the Eastern Equatorial Pacific	246
<i>Ovsepyan Ya.S., Taldenkova E.E., Pogodina I.A., Bauch H.A.</i> Calcareous benthic foraminiferal assemblages of the Laptev Sea and paleoenvironmental reconstructions during Late Pleistocene and Holocene	248
<i>Olshanetskiy D.M.</i> North-Pacific Paleocene and eocene benthic Foraminifer Distribution: response to shift in deep-water circulation mode	251
<i>Oskina N.S., Dmitrenko O.B.</i> The Pleistocene Surface Water Temperature Changes in Influence Zone of the Benguela Upwelling	255
<i>Pechersky D.M., Lyubushin A.A.</i> Coincidence behavior of biozones and geomagnetic reversals in Phanerozoic: the mystery of two oceans	257
<i>Pletnev S.P., Ivanova Ye.D., Cherepanova M.V., Utkin I.V.</i> Litho- & biostratigraphical sequence of the Late Quaternary sediments from the central part of the Okhotsk Sea	262
<i>Raysky A.C., Turpaeva E.P., Zezina O.N.</i> Geomorphologic and hydrologic prerequisites and hindrances for settling of bottom invertebrates in the Arctic Basin (as it is seen on Pycnogonida and Brachiopoda)	267
<i>Radionova E.P., Golovina L.A.</i> On the correlatives of the Messinian deposits and the Messinian hiatus in the Black Sea	272
<i>Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Ivanova E.D., Kaistrenko V.M., Harlamov A.A.</i> Simushir tsunami 2006 yr. deposits: composition and biofossils	275
<i>Rostovtseva Yu.V.</i> Messinian event in the Eastern Paratethys (for	

example Pontian sediments of the Taman Trough)	280
<i>Rudenko O.V.</i> Subfossil and paleopalynospectra from the bottom sediments of the Northern Kanin Shoal	285
<i>Sokolova E.A.</i> Thanatocenoses of cenomanian planktonic fo- raminifers, generated in neftegazonosnye regions of Caribbean Sea and Gulf of Mexico	289
<i>Subetto D.A., Bakhmutov V.G., Gerasimenko N.P., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Subetto G.D., Shevchenko V.P.</i> Reconstructions of water-sea level fluctuations of the White Sea, the Baltic Sea and the Black Sea during the Holocene based on paleolimnological data	293
<i>Terekhov E.P., Mozherovsky A.V.</i> Formation features of Early Palaeogene sedimentary basins in the transition zone - marginal Okhotsk Sea and outer part of Kuril Islands Arc system	297
<i>Trimonis E.S.</i> Late Quaternary sedimentation in the south-eastern Baltic Sea	300
<i>Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V., Zelenschikov G.V.</i> Maykop- skaya series of Russian sector of the Caspian Sea	303
<i>Fazliakhmetov A.</i> Sedimentation on slopes and in foots of island arcs by example of the Ulutau Formation of the East- Magnitogorsk zone of the South Urals	308
<i>Fidaev D.T., Eroshenko D.V., Isachenko S.M., Sopivnik I.V.</i> Structure and areas of distribution of Upper-Quaternary deposits of Northern Baltic	311
<i>Kharin G.S., Lukashina N.P.</i> The North-Western European Sea Basins in Paleogene	316
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> The correlation of the Cenozoic explosive volcanic epochs in different atlantic regions	321
<i>Tsoy I.B.</i> Silicoflagellates of the Neogene of the Japan Sea (bio- stratigraphy and paleoceanography)	325
<i>Yapaskurt O.V.</i> Bases of the concept of development lithologic researches of modern and ancient sea and ocean basins	329
<i>Ablaev A.G., Safarova S.A., Li Cheng-Sen, Wang Yu-Fei</i> The results of joint Russian-chinese investigations in "Tumagan, Sui- fen and Bikin cenozoic basins" (2001-2006)	334
<i>Behnaz Balmaki, Masoud Asgharian rostami, Meysam Shafiee ardestani</i> Studying and indicating the salinity ratio of paleoenvi- ronment by using the evolutionary paleotesting instrument of Glo- bator bleicheri in part of Seimare, Gurpi Formation, Iran	336
<i>Kandiano E.S., Bauch H.A., Fahl K., Helmke J. P., Röhl U.</i> Are	

MIS 11 and the Holocene really analogous?	341
<i>Meysam Shafiee Ardestani</i> The study of umbilical system in planktonic foraminifera in relation with depth of in Elborz and Kopeh-Dagh basin, IRAN, resulted in unique theory	343
<i>Shafiee Ardestani M., Mandanizadeh A., Asgharian Rostami M.</i> Biostratigraphy and study of the role of morphotype groups of planktonic foraminifera in palaeobathymetry of the Gurpi Formation in Lar area (Kuh - e - kurdeh section), Iran	346
<i>Masood Asgharian Rostami, Behnaz Balmaki, Meysam Shafiee Ardestani</i> Palaeobathymetry of the Ziarat-kola section at Central Alborz using foraminifera, IRAN	350

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2009 г.

Том I

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын

Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры

Подписано к печати 18.10.2009
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 24,0. Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС:
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14; 8-926-222-30-91.
E-mail: geos@ginras.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ОАО «ВТИИ», г.Москва