

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН*

# **ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

**Москва, 14–18 ноября 2011 г.**

**Том I**

Москва  
ГЕОС  
2011

ББК 26.221  
Г35  
УДК 551.35

**Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: 2011. – 330 с.**

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XIX 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 11-05-06052), 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, geophysics, geochemists and other specialists of marine science at XIX 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

ISBN 975-5-89118-554-8  
ББК 26.221

© ИО РАН 2011

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

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

## **Международные Научные Конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов»**

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

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

## **International Scientific conferences on Marine geology**

Впервые Школы по морской геологии начали собираться в 1974 году на берегах Черного моря. 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. Первые Всесоюзные школы по морской геологии, начиная с 1974 по 1998 гг., проходили на базе Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в г. Геленджике. Постепенно они стали Международными и в годы перестройки стали называться Международными Конференциями по морской геологии. Начиная с XIII конференции (Школы), они стали проводиться в Москве. Подробно об истории Школы написано в [1–3], а статистические данные представлены в Таблице.

С 16 по 20 ноября 2009 г. в г. Москве в Институте океанологии РАН традиционно прошла уже восемнадцатая по счету Международная научная конференция (Школа) по морской геологии.

Работа XVIII Международной конференции имела свои особенности – прежде всего в тематике ведущих докладов с особым вниманием к новым открытиям и новым направлениям исследований, что удалось отразить на 279-и пленарных и секционных, а также 60-ти стендовых докладах. Официальными языками Конференции были русский и английский. Среди докладчиков 7 академиков и 9 членов-корреспондентов РАН, 96 докторов и 134 кандидата наук, 31 аспирант – всего 386 участников из 79 организаций. Среди участников были ученые из США, Германии, Франции, Италии, Нидерландов, Израиля, Словении, Турции, Китая и стран СНГ. Такое активное участие ученых в конференции в период экономической нестабильности и уменьшения финансирования науки может говорить о том, что Школа необходима, что она воспринимается как важное событие, и выполняет свою главную задачу – возможность обмена новейшими результатами исследований, апробации новых теорий, поддержке научных и личных контактов.

Тематика Школы охватывала почти все современные направления в области морской геологии и была представлена на 12-и секциях:

1. Морская геология Арктики (конвинеры – А.Е. Рыбалко, М.А. Левитан).

2. Нефть и газ на дне морей и океанов (конвинеры – Ю.М. Берлин, Б.М. Валяев, М.К. Иванов).

3. Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция отложений (конвинеры – Е.И. Полякова, А.Г. Матуль).

4. Гидротермы и руды на дне океанов и морей (конвинеры – А.Ю. Леин, Д.В. Гричук, Г.А. Черкашев).

5. Симпозиум им. П.Л. Безрукова “Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей” (конвинеры – Ю.А. Богданов, Е.Г. Мирлин, Е.М. Емельянов).

6. Нанотехнологии и потоки вещества и энергии (атмо-, крио-, гидро-, лито-седиментосферы) (конвинеры – А.П. Лисицын, В.П. Шевченко).

7. Биогеохимические процессы в морях и океане (конвинеры – Е.А. Романкевич, В.И. Петрова, Л.Л. Демина).

8. Геофизика и геоморфология дна морей и океанов (конвинеры – Л.И. Лобковский, Л.Р. Мерклин).

9. Симпозиум им. Н.А. Айбулатова “Геоэкология, загрязнение Мирового океана, новые методы четырехмерного мониторинга” (конвинеры – Г.И. Иванов, В.В. Гордеев, Т.В. Ходжер).

10. Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна “Тектоника литосферных плит” (конвинеры – Н.В. Короновский, Б.В. Баранов, В.Е. Вержбицкий).

11. Система Белого моря, 4-D исследования (конвинеры – И.А. Немировская, Н.Н. Филатов, М.Д. Кравчишина).

12. Система Каспийского моря, 4-D исследования (конвинеры – Л.И. Лобковский, Б.Н. Голубов).

До начала Конференции все участники получили по 5 томов материалов, изданных нашим давним партнером – издательством ГЕОС. Все материалы имеют английское резюме, часть их напечатана на английском языке. Полные тексты докладов были размещены на сайте ИО РАН в Интернете, и необходимо отметить, что эти материалы, судя по количеству скачиваний, пользуются популярностью даже по прошествии двух лет.

Во время конференции для всех были гостеприимно распахнуты двери Музея ИО РАН (зав. музеем – М.Г. Ушакова), в холлах проходила выставки художницы Лилии Славинской, которая также представила свой фильм об Антарктиде, и художника Вячеслава Егорова (их полотна теперь украшают фойе института). Также порадовали участников конференции издательства, приехавшие с книгами по морской геологии и океанологии (ГЕОС, Европейские издания Паулсен, Научный мир, Издательство Московского университета).

В ходе обсуждения докладов и общей дискуссии в конце Конференции



были выявлены следующие «горячие точки» в морской геологии и главные направления исследований в 21-м веке:

а. История климата Земли на основе кернов глубоководного бурения и проблема термоактивных газов, прогноз будущего развития. Эта важнейшая для человечества проблема может быть решена только на основе кернов глубоководного бурения, кернов ледников, верховых болот и озерных отложений. Надежное выявление глобальных, региональных и локальных изменений климата – ключ для прогноза изменений в будущем – на десятки и сотни лет.

б. Изменения уровня Мирового океана и Каспия в прошлом и прогноз на будущее.

в. Изучение нового источника информации – рассеянных форм осадочного вещества, которые определяют, как было показано на конференции, особенности среды и климата в океане и на континентах, являются индикаторным веществом всех внешних геосфер. Особенностью нового подхода к изучению этих форм осадочного вещества в морях и океанах является сочетание ряда независимых современных методов прямого и дистанционного исследования с применением не только микроскопической техники, но также гидрооптики, гидроакустики, спутниковых и других методов дистанционных исследований.

г. Проблема маргинальных фильтров и биофильтров в морях и океанах. Маргинальные фильтры – первый глобальный уровень высоких и сверхвысоких скоростей седиментации.

д. Термоактивные газы, в частности проблемы цикла метана.

Именно этим проблемам был посвящен доклад Председателя Оргкомитета Школы и ее бессменного руководителя академика РАН А.П. Лисицына, открывавший заседания Школы.

Им же посвящались пленарные доклады, которые проходили в течение трех с половиной дней. Хотелось бы отметить тот факт, что наша конференция уже давно перестала быть узкой конференцией лишь для геологов, изучающих море. Специалисты из других областей океанологии (гидрофизики, геохимии, биологи), геологи, работающие на суше, изучающие древние морские отложения, лимнологи, микробиологи, гидрологи – приезжают на нашу конференцию, делают интереснейшие доклады, а мы всегда рады узнать новое в смежных областях науки. Так, на пленарной сессии всем запомнились доклады наших коллег из Института микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН академика М.В. Иванова с соавторами, В.Ф. Гальченко, Н.В. Пименова.

Иностранные участники конференции в своих докладах затронули очень важные темы: с огромным интересом была выслушана информация наших немецких коллег Й. Тиде и Б. Вольф-Боениш о строящемся научном ледоколе *Aurora Borealis*.

Секционные заседания, проходившие всего полтора дня, отличались

очень рабочей обстановкой, когда были заслушаны и обсуждены доклады не только ученых со стажем, но и молодых аспирантов и стажеров, для которых такой опыт общения в ходе научных дискуссий очень важен для их дальнейшей карьеры. Также холл у Большого конференц-зала Института океанологии украсили стендовые доклады. Лучшие доклады молодых ученых были отмечены грамотами и призами.

В связи с тяжелым финансовым положением академических институтов на конференции теперь нет организационного взноса. И организаторы надеются, что такой шаг позволит приехать на Школу большому количеству ученых, особенно, молодых, еще не имеющих поддержку в виде грантов или договоров. Ведь не зря наша конференция начинала как Школа и продолжает оставаться ею через 37 лет.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лисицын А.П., Сафарова С.А., Шевченко В.П., Политова Н.В. История Школ (Конференций) по морской геологии в России // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С. 3–10.
2. 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.

# Школы по морской геологии I-XVIII (1974–2009 гг.)

| №№ школ, годы                                                                  | Кол-во участников | Кол-во организаций | Состав участников                                                            | Города        | Всего докладов   | Пленарные | Секционные | Кол-во симпозиумов | Конвинуры и ведущие ученые                                                                                                                 |
|--------------------------------------------------------------------------------|-------------------|--------------------|------------------------------------------------------------------------------|---------------|------------------|-----------|------------|--------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| I<br>20-27 IV<br>1974                                                          | 249               | 18                 | 1 акад. УССР<br>6 чл.-корр.<br>24 докт. наук<br>74 канд. наук                | 31            | 88               |           |            |                    |                                                                                                                                            |
| II<br>20-27 X<br>1975                                                          | 200               | 60                 | 4 чл.-корр.<br>17 докт. наук<br>71 канд. наук                                | 32            | 100              |           |            |                    |                                                                                                                                            |
| III<br>17-23 X<br>1978                                                         | 300               | 34                 | 1 акад. АН<br>1 акад. УССР<br>3 чл.-корр.<br>23 докт. наук<br>120 канд. наук | 30            | 210              | 35        | 75         | 5                  | Лисицын, Монин, Зоненшайн, Городницкий, Хаин, Тимофеев, Герасимов, Геодекин, Карасик, Живаго, Красный                                      |
| IV<br>21-27 IV<br>1980                                                         | 330               | 35                 | 1 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>54 докт. наук<br>150 канд. наук                 | 29            | 234              | 40        | 85         | 6                  | Лисицын, Зоненшайн, Сорохтин, Тимофеев, Карасик, Пейве, Монин, Хаин, Красный, Пуцаровский, Воссоевич, Косовская, Яншин, Живаго, Гершанович |
| V<br>17-23 IV<br>1982                                                          | 350               | 60                 | 1 акад. АН<br>2 чл.-корр.<br>60 докт. наук<br>200 канд. наук                 | 40            | 350              | 40        | 130        | 10                 | Лисицын, Монин, Тимофеев, Хаин, Яншин, Глумов, Аксенов, Меннер, Гершанович, Косовская, Красный, Зоненшайн, Герасимов, Соколов              |
| VI<br>16-22 IV<br>1984                                                         | 450               | 60                 | 1 акад. АН<br>2 чл.-корр.<br>51 докт. наук<br>169 канд. наук                 | 29            | 360              | 51        | 157        | 13                 | Лисицын, Тимофеев, Аксенов, Косовская, Яншин, Монин, Зоненшайн, Хаин, Герасимов, Красный, Мирчинк, Глумов                                  |
| VII<br>17-23 IV<br>1986                                                        | 458               | 60                 | 3 чл.-корр.<br>56 докт. наук<br>185 канд. наук                               | 86<br>8 респ. | 390              | 45        | 250        | 11                 | Лисицын, Монин, Ронов, Тимофеев, Книппер, Соловьев, Грамберг, Вахрамеев, Живаго                                                            |
| VIII<br>10-16 X<br>1988                                                        | 250               | 42                 | 3 чл.-корр.<br>50 докт. наук<br>180 канд. наук                               | 30            | 146              | 38        | 46         | 11                 | Зоненшайн, Лисицын, Маттишов, Живаго, Раукас, Соколов, Сорохтин, Маров                                                                     |
| <b>С 1990 г. (IX школа) Международные конференции (школы) морской геологии</b> |                   |                    |                                                                              |               |                  |           |            |                    |                                                                                                                                            |
| IX<br>15-20 X<br>1990                                                          | 270               | 40+8<br>заруб.     | 6 акад. АН<br>3 чл.-корр.<br>70 докт. Наук                                   | 25<br>6 респ. | 190+23<br>заруб. | 40        | 120        | 13                 | Лисицын, Барсуков, Богданов, Грамберг, Добрецов, Книппер, Яншин, Глумов, Красный                                                           |

|                           |                             |                 |                                                              |                          |     |    |     |    |                                                                                                                                                    |
|---------------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------|-----|----|-----|----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| X<br>15-19 X<br>1992      | 150<br>11 заруб.            | 40              | 21 иностр.                                                   | 31                       | 204 | 42 | 110 | 12 | Лисцын, Глумов, Богданов Грамберг, Кнппер, Матишов, Пуцаровский, Удинцев, Живаго, Зоненшайн, Афанасьев, Ястребов                                   |
| XI<br>17-23 X<br>1995     | 500<br>8 заруб.             | 38              | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>80 докт. наук<br>280 канд. наук | 35                       | 350 | 46 | 240 | 12 | Лисцын, Глумов, Матишов, Живаго, Соколов, Сорохтин, Добрецов, Митропольский                                                                        |
| XII<br>14-18<br>X<br>1997 | 250                         | 30              | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>70 докт. наук<br>120 канд. наук | 32+5<br>заруб.<br>Г ос-в |     | 30 | 210 | 15 | Лисцын, Хаин, Богданов, Живаго, Матишов, Удинцев, Каплин, Пейве, Сорохтин Городницкий                                                              |
| XIII<br>22-27 XI<br>1999  | 220+18<br>заруб.            | 38+7<br>заруб.  | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>25 докт. наук<br>145 канд. наук | 28                       | 255 | 32 | 174 | 9  | Лисцын, Лаппо, Богданов, Матишов, Соколов, Пуцаровский, Дмитриевский, Рундквист, J. Tiede, H. Kassens, H. Aoki, P. Wassman, R. Stein, D. Fuetterer |
| XIV<br>24-29 X<br>2001    | 227                         | 39              | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>25 докт. наук<br>160 канд. наук | 27+5<br>заруб.<br>Г ос-в | 248 | 34 | 160 |    | Лисцын, Лаппо, Грамберг, Дмитриевский, Матишов, Соколов, Богданов, Савостин, H. Aoki                                                               |
| XV<br>17-21 XI<br>2003    | 320                         | 37              | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>27 докт. наук<br>150 канд. наук | 29+4<br>заруб.<br>Г ос-в | 255 | 40 | 148 | 11 | Лисцын, Дмитриевский, Хаин, Савостин, Удинцев, Яков, Конгорович, Басов, Черкашев, H. Aoki, D. Fuetterer                                            |
| XVI<br>14-18 XI<br>2005   | 270+8 заруб.<br>67+8 заруб. |                 | 5 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>72 докт. наук<br>117 канд. наук | 22+5<br>заруб.<br>Г ос-в | 312 | 45 | 183 | 11 | Лисцын, Хаин, Монин, Лаппо, Дмитриевский, Бортник, Черкашев, Лобковский                                                                            |
| XVII<br>12-16 XI<br>2007  | 389+17<br>заруб.            | 70+14<br>заруб. | 12 акад. АН<br>4 чл.-корр.<br>72 докт. наук                  | 23+11<br>заруб.          | 291 | 65 | 180 | 11 | Лисцын, Хаин, Нигматулин, Бондур, Дмитриевский, Бортник, Когарко, Шнюков, J. Harff, J. Thiede, H. Kassens, A. Raukas, Ch. Dullo                    |
| XVIII<br>16-20 XI<br>2009 | 371+15<br>заруб.            | 79+13<br>заруб. | 7 акад. АН<br>9 чл.-корр.<br>96 докт. наук<br>134 канд. наук | 26+12<br>заруб.          | 339 | 65 | 214 | 12 | Лисцын, Хаин, Нигматулин, Лобковский, Иванов, Бондур, Дмитриевский, Бортник, Моисеевко, J. Thiede, E. Bonatti, N. Van Weering                      |

# Лисицын А.П., Акивис Т.М., Алёхина Г.Н., Попова Е.Г., Ушакова М.Г.

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

## Юбиляры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2010-2011 годах

В 2010-2011 годы мы отметили юбилейные даты ведущих ученых, работавших в Институте океанологии, внесших большой вклад в развитие океанологии и морской геологии. В настоящем обзоре приведены краткие сведения только об ушедших из жизни коллегах.

В первую очередь отметим 105-летний юбилей **ПЕТРА ПЕТРОВИЧА ШИРШОВА (1905 -1953) первого директора Института океанологии АН СССР**



*гидролог, доктор географических наук (1937), действительный член АН СССР (1939), Герой Советского Союза (1938)*

В 1929 г. он закончил Институт и защитил кандидатскую диссертацию. Его первые исследования были посвящены изучению реофильных водорослей рек. В этих работах он одним из первых развил эколого-географический подход к изучению распределения водорослей.

Он был одним из основоположников науки фитогеография. В 1930-1931 гг. он изучал пресноводные водоросли малоисследованных районов Арктики. Интересной особенностью флоры этих мест является то, что она развивается в условиях короткого полярного лета, адаптирована к низкой температуре, длительному отсутствию света.

В дальнейшем его работы связаны, главным образом, с изучением морского планктона высоких широт Арктики. Он был участником экспедиций на ледоколах «Сибиряков» (1932), «Челюскин» (1935), «Красин» (1936); участником дрейфа СП-1 (1937-1938). Работы в этих экспедициях позволили ему выявить закономерности в сезонных явлениях планктона, развить идею о планктоне как индикаторе ледового режима моря. Изучая процессы развития ледовой и планктонной флоры, он первый обратил внимание на особенности вегетации в этих широтах. В экспедициях кроме основных гидробиологических задач исследований в Центральном Арктическом бассейне, он выполнил обширную программу гидробиологических и гидрохимических наблюдений. Он создал новые представления о происхождении глубинных арктических вод, взаимодействии водных масс океана, структуры нансеновского

поверхностного слоя, развитии жизни подо льдом, геоморфологии донных осадков Полярного бассейна.

31 января 1946 г. по решению Президиума АН СССР Лаборатория океанологии, созданная в 1941 г. при ОГГН АН СССР в целях развития комплексных океанографических исследований, была реорганизована в Институт. П.П. Ширшов был назначен первым директором Института океанологии. Были определены первоочередные задачи развития океанологии: разработка теоретических проблем океанологии, проведение исследований океанов и морей на базе представлений о единстве происходящих в морях и океанах физических, биологических и геологических процессов.

На организацию флота, необходимого для решения задач всестороннего изучения Мирового океана, были направлены все силы сотрудников Института. Благодаря их стараниям и постоянной помощи П.П. Ширшова (занимавшего в те годы пост Министра флота СССР), родился легендарный «Витязь». На его борту создавалась будущая школа советских океанологов, работы которых признаны сейчас во всем мире.

Он умер в расцвете творческих сил в возрасте 48 лет. Научный фонд П.П. Ширшова невелик. Война, а затем работа на ответственных государственных постах, организация Института океанологии оставляли мало времени на занятия наукой. Вместе с тем вклад его в полярную океанологию, несомненно, существен. Его работы по фитопланктону арктических морей не утратили актуальности и в настоящее время.

Был заместителем начальника Главсевморпути (1939-1942); директором ААНИИ (1938-1939); уполномоченным Государственного комитета обороны (1941); Министром Морского флота СССР (1942-1947); одним из основателей и первым директором Института океанологии АН СССР (1945-1953). Награжден 3 орденами Ленина, 2 орденами Трудового Красного Знамени, Орденом Красной Звезды и медалями.

В 2010 г. отмечались юбилейные даты:



105 лет со дня рождения **АНАСТАСИИ ПАНТЕЛЕЙМОНОВНЫ ЖУЗЕ (1905-1981), микропалеонтолог, доктор географических наук (1959), лауреат Государственной премии (1951)**

С 1951 г. ее научная деятельность неразрывно связана с Институтом океанологии, здесь были начаты работы по стратиграфии морских и океанских отложений, а также по палеогеографии и палеоокеанологии Мирового океана.

В 60-х годах она возглавила в Институте группу микропалеонтологов, специалистов по

диатомеям, радиоляриям и кокколитах. Создала школу по изучению морского микропланктона.

Она была Председателем секции по морской микропалеонтологии при Океанографической комиссии АН СССР (1968-1981), председателем комиссии по водорослям в Научном Совете АН СССР по проблеме "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов" (1965-1981), инициатором и один из организаторов периодически действующего с 1967 г. Международного симпозиума "Современные и ископаемые диатомовые водоросли".



95 лет со дня рождения **МАРИИ ГРИГОРЬЕВНЫ БАРКОВСКОЙ (1915-2006)** *геолог, доктор геолого-минералогических наук (1988)*

С 1950 года работала в Институте океанологии и занимается литологией и минералогией отложений приурезовой полосы шельфа материковой окраины и континентального склона. Значительная часть ее работ посвящена вопросам формирования, распределения и генетическим типам концентратов тяжелых минералов. Ею были обнаружены концентраты тяжелых минералов на всем советском побережье Черного, Азовского и Белого морей, дана их минералогическая характеристика и анализ процессов формирования. В 1988 году по этой тематике ею была защищена докторская диссертация. Проведенные ею исследования являются фундаментальным вкладом в освоение шельфового осадкообразования, раскрытие его закономерностей в разных локально меняющихся условиях.



80 лет со дня рождения **НИКОЛАЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА АЙБУЛАТОВА (1930-2007)** *доктор географических наук (1986), профессор (1999), академик РАЕН (1999), Заслуженный эколог России, с 1987 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией шельфа и морских берегов им. В.П.Зенковича*

С июля 1954 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Им разработана оригинальная методика исследования переноса осадочного материала в море с помощью люминофоров, и, впервые в морской седиментологии, экспериментально в природных условиях были определены трассы и скорости переноса песчаного материала в море во время волнений различной силы. Эта методика взята на вооружение в США, Англии, Франции, Австралии, Польше, Германии,

Болгарии и Китае.

Он получил уникальные натурные данные по морской седиментологии, разработал теоретические основы геоэкологии океана и создал научную школу океанологов по оценке антропогенного воздействия на окружающую морскую среду, по решению фундаментальной задачи о соотношении природной и антропогенной составляющих в развитии морской экосистемы.



80 лет со дня рождения **ВЛАДИМИРА ГРИГОРЬЕВИЧА КАЗМИНА (1930– 2010)** *доктор геолого-минералогических наук (1982), член-корреспондент РАН (1991)*

С 1966 по 1981 гг. работал в НИИ геологии зарубежных стран и экспертом-геологом ООН в геологической службе Эфиопии. Результаты многолетних исследований восточно-африканских рифтов посвящены проблемам рифтогенеза, эволюции рифтовых структур от их зарождения в континентальной литосфере до превращения в молодой океан.

С 1981 г. работал в Институте океанологии, с 1987 по 2002 гг. был заведующим Лабораторией геоморфологии и тектоники дна океана. Занимался проблемами палеоокеанологии, плито-тектоническими реконструкциями, проблемами эволюции палеоокеана Тетис, Уральского и Азиатско-Гималайского поясов.

С 2002 г. в Лаборатории сейсмологии и геодинамики продолжил работы по палеотектоническим и палеогеографическим реконструкциям Южной и Центральной Евразии и Черноморско-Каспийской окраины палеоокеана Тетис.



80 лет со дня рождения **ЮРИЯ ПАВЛОВИЧА НЕПРОЧНОВА (1930-2010)**, *геофизик, доктор физико-математических наук (1970), профессор (1980), Заслуженный деятель науки Российской Федерации (2004), действительный член РАН, с 1974 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией сейсмических исследований*

Трудовую деятельность в Институте океанологии начал в 1956 году. Его научная деятельность связана с созданием, развитием и совершенствованием отечественных морских сейсмических исследований. Им организованы и проведены многочисленные опытно-методические исследования в океане, связанные с испытанием и внедрением новой аппаратуры, новых



методических приемов. Им организованы экспедиционные исследования и получены фундаментальные результаты по строению и мощности осадочного покрова и земной коры, строению литосферы, по комплексной геофизической характеристике дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов, Черного, Каспийского, Японского, Баренцева, Берингова и Охотского морей. Создал школу сейсмоков-океанологов, имеет многочисленных учеников.



80 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ ЛЕОНИДОВИЧА СОЛОВЬЕВА (1930-1994)** *геофизик, сейсмолог, доктор физико-математических наук (1970), академик РАН (1991), действительный член РАЕН (1991)*

С 1978 г. и до конца своей жизни руководил созданной им в Институте океанологии Лабораторией сейсмологии. Он заложил основу нового научного направления - морской сейсмологии.

Под его руководством была проведена регистрация цунами в открытом океане, в очаге волн; обнаружены новые признаки цунамигенности землетрясений; проведены работы по цунами-районированию побережья СССР, составлены фундаментальные каталоги цунами в Тихом океане, построены карты сейсмического районирования Сахалина и Приамурья; он провел морские региональные геолого-геофизические съемки дна части шельфа Сахалина, Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Под его руководством были созданы и успешно используются автономные глубоководные самопогружающиеся и самовсплывающие станции, позволившие провести пионерские работы в океане и в Средиземном море и получить принципиально новые сведения о сейсмичности дна и динамике придонного слоя.

Признание его научных заслуг выразилось в присуждении ему в 1985 г. и 1988 г. престижных премий международных научных обществ и учреждение в 1996 г. медали им. С.Л.Соловьева Междисциплинарной рабочей группой по природным катастрофам.



80 лет со дня рождения **ФЕДОРА АНАТОЛЬЕВИЧА ЩЕРБАКОВА (1930-2002)**, *геолог, литолог, географ, океанолог, доктор географических наук (1986)*

С 1987 г. работал в Институте океанологии. Занимался проблемами четвертичной геологии и геоэкологии шельфа России, в особенности арктического, беломорского и черноморского, вопросами динамической седиментологии шельфа.

Установил общие закономерности формирования осадочной толщи шельфа, континентального склона и подножий, предложил сводную схему стратиграфического расчленения позднечетвертичных отложений для материковых окраин.



75 лет со дня рождения **ЛЬВА МОИСЕЕВИЧА ГУРВИЧА (1935-2007)**, *горный инженер, доктор технических наук (1997), член-корреспондент Научного Комитета АСОПС*

Основное направление работ - исследование источников поступления, форм миграции, механизмов трансформации нефти в морской среде и, на основании результатов этих исследований, разработка методов и средств предотвращения нефтяного загрязнения Мирового океана и борьбы с последствиями аварийных нефтяных разливов.

Им разработана методология исследования, связывающая процессы образования нефтяных загрязнений в техногенезе с последующими процессами их взаимодействия с факторами природной среды. Все эти разработки испытаны, освоены производством и в широких масштабах применяются на предприятиях различных отраслей промышленности и транспорта.



75 лет со дня рождения **ЮРИЯ АНГЕЛЕЕВИЧА ПАВЛИДИСА (1935-2007)**, *геоморфолог, доктор географических наук (1987)*

С 1958 г. в Институте океанологии занимался изучением морских берегов и шельфа морей и океанов. Его научная деятельность началась с изучения прибрежной зоны шельфа Черного, Азовского, Балтийского и Белого морей, а исследования побережий и шельфов тропической зоны стало следующим этапом для создания теории седиментогенеза на шельфе. Они были проведены на Кубе, на Сейшельских островах, Мадагаскаре, у берегов Мексики и Восточной Африки.

Исследования в Арктике в 1978-1990 гг. позволили приступить вплотную к разработке теории зональности морфолитогенеза на шельфах Мирового океана, закономерностях осадочного процесса и истории развития шельфов в различных климатических зонах Мирового океана.

65 лет со дня рождения **ГЕОРГИЯ МИХАЙЛОВИЧА ВАЛЯШКО (1945 - 1995)**, *геофизик, кандидат физико-математических наук (1978)*

После окончания МГУ в 1968 г. поступил в Институт океанологии. Является одним из основоположников новой методологии обработки и интерпретации результатов морских магнитометрических измерений.



Впервые создал автоматизированную систему «Матрос» для сбора и оперативной обработки геофизической информации на борту судна, которую постоянно модифицировал – от ЭВМ первых поколений до персональных компьютеров. Создание такой системы обеспечило возможность одновременного сбора и обработки на борту судна широкого спектра геофизических данных, включая магнитометрические и гравиметрические данные, данные эхолотного промера, непрерывного сейсмопрофилирования.

Юбилейные даты 2011 года:



110-летний юбилей **ГЕОРГИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА УШАКОВА (1901– 1963), географ, полярник, доктор географических наук (1950), действительный член Географического общества СССР с 1926г., Заслуженный полярник СССР, с 1945 по 1948 гг. - заместитель директора Института**

В 1926-1929 гг. был первым представителем России по управлению и заселению островов Северного Ледовитого океана - Врангеля и Геральда. Награжден орденом Трудового Красного Знамени.

В период 1930-1932 гг. под его руководством и по его плану была проведена североземельская экспедиция, закрепившая приоритет России в изучении этого крупного архипелага и составившая его первую достоверную карту. Награжден орденом Ленина. С 1932 по 1936 гг. работал заместителем начальника Главного Управления Северного Морского пути при СНК СССР. В 1934 г. в качестве уполномоченного Правительственной комиссии по спасению челюскинцев руководил спасательными работами. Награжден орденом Красного знамени. В 1935 г. руководил Первой Высокоширотной экспедицией на ЛП "Садко", расшифровавшей огромное белое пятно на карте между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей. Открыт остров, получивший название "Остров Ушакова". С 1936 по 1940 гг. был первым руководителем Главного Управления Гидрометслужбы СССР при СНК СССР. При нём была организована работа полярной станции «СП-1» (1937-1938 гг.). С 1940 по 1943 гг. он был заместителем Председателя Совета по изучению производительных сил СССР при АН СССР и

руководил экспедициями Академии Наук по Европейской равнине и Башкирскому нефтяному бассейну.

Он был одним из основателей Института океанологии. С 1945 по 1948 гг. работал в Институте заместителем директора по экспедициям.

Его имя многократно увековечено на карте Мира: остров в Карском море, мыс и поселок на острове Врангеля, ледник, река и мыс на Северной земле, гора в Антарктиде, поднятие на дне Баренцева моря, мыс о. Нансена (Земля Франца Иосифа) и др.



95 лет со дня рождения **АНДРЕЯ АРКАДЬЕВИЧА АКСЕНОВА (1916-1999)**, *географ, геоморфолог, доктор географических наук (1969), профессор (1986), Заслуженный деятель науки РФ (1992), с 1964 по 1986 гг. - заместитель директора Института*

С 1960 года работал в Институте океанологии и занимался проблемами биогенной аккумуляции в береговой зоне и динамики берегов.

С 1964 по 1986 гг. - заместитель директора Института по экспедициям. Успешно руководил составлением планов экспедиционных исследований и их реализацией. Одновременно заведовал Лабораторией (позднее Отделом) литодинамики океана (1970-1987) и был руководителем Координационного центра Стран - членов СЭВ по проблеме «Мировой океан» (1971-1990 гг.).

Руководство международными исследованиями, в которых участвовали СССР, Болгария, ГДР, Польша, Румыния, Куба - было важным периодом в его научно-организационной деятельности. В процессе международного сотрудничества значительное развитие получили национальные океанологические учреждения. В составе Болгарской и Польской Академий наук были созданы Институты океанологии. На Черном море в районе г. Варны были построены эстакады и лабораторные корпуса для изучения процессов взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы в области шельфа.

Разработал систему представлений о формировании полезных ископаемых: прибрежных россыпей, известняков, строительных материалов, нефтегазоносных залежей.

Создал научную школу исследователей рудного процесса в области шельфа.

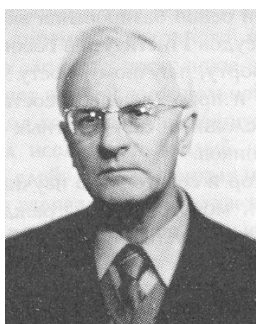
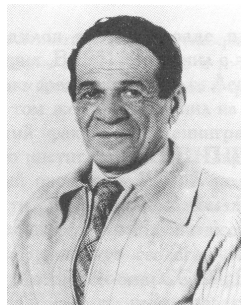
95 лет со дня рождения **АНАТОЛИЯ СЕИТОВИЧА ДЕВДАРИАНИ (1916-1991)**, *инженер-геолог, геоморфолог, доктор географических наук (1962)*

Он занимался инженерным моделированием и вопросами

математического моделирования в геоморфологии.

В 1969 г. он приходит в Институт океанологии АН СССР, и занимается изучением строения океанического дна.

Им была разработана методика исследования осадочного покрова Земли путем накопления сигналов. Вместе с учениками он построил математическую модель эволюции материковых окраин и океанов атлантического типа. В круг его интересов также входили и многие другие проблемы, в частности, формализация языка геоморфологии с помощью математических представлений.



95 лет со дня рождения **ЕВГЕНИЯ НИКОЛАЕВИЧА НЕБЕССКОГО (1916–1997)**, *геолог, доктор геолого-минералогических наук (1964)*

В 1946 году начал работать в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР.

С 1967 г. заведовал Кабинетом литологии прибрежной зоны шельфа, а с 1973 г. был заведующим Лабораторией тектогенеза и истории развития шельфа. Обобщение разносторонних материалов позволило ему провести исследования

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



95 лет со дня рождения **ОЛЬГИ ВАСИЛЬЕВНЫ ШИШКИНОЙ (1916–1983)**, *геолог, доктор геолого-минералогических наук (1970)*

С 1949 г. работала в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР.

Диапазон ее научных интересов очень широк, она занималась составом иловых вод осадков как открытого океана, так и окраинных и замкнутых морей, исследовала основной солевой состав, микроэлементы, метаморфизацию иловых вод на всех стадиях их

геохимической эволюции, диффузию ионов, процессы обмена на границе раздела «вода-дно» и многие другие вопросы, связанные с проблемой использования минеральных ресурсов дна, имеющих сегодня особую актуальность. В течение многих лет непосредственно участвовала в морских экспедициях и вела систематические исследования захороненных морских и океанических иловых вод.

Выдающийся советский геохимик академик А.П. Виноградов писал: «...из огромного количества фактов, установленных О.В. Шишкиной в большинстве случаев впервые, она сумела выделить главные и связать их в стройную схему закономерностей метаморфизации иловых вод в глобальном масштабе».



90 лет со дня рождения **АНДРЕЯ СЕРГЕЕВИЧА МОНИНА** (1921–2007), *специалиста по геофизической гидродинамике, доктора физико-математических наук (1956), профессор (1963), директора Института океанологии АН СССР (1965–1987), академика РАН (2000), лауреата Государственной премии СССР (1980), заведующего Лабораторией синоптических процессов*

С 1965–1987 гг. был директором Института океанологии.

Широта научных интересов и энциклопедичность его знаний нашли полезное применение на этом посту. В Институте с его приходом активизировалась работа по фундаментальным проблемам физики, химии, геологии и биологии океана. Работы Института получили мировое признание, а сам Институт стал ведущим научным центром страны и мира в исследовании океана. Благодаря настойчивости и целеустремленности директора в это время существенно увеличился флот Института: были построены современные научные суда и глубоководные обитаемые аппараты.

Обширен круг его научных интересов: геофизическая гидродинамика, механика турбулентности, океанология, физика атмосферы и теория климата, планетология, экология.

Самые прочные научные увлечения - это механика турбулентности и физика атмосферы. Им получен ряд выдающихся результатов в механике турбулентности. В соавторстве с академиком А.М. Обуховым создал теорию подобия для турбулентности в стратифицированных жидкостях.

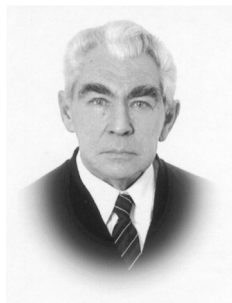
Им выполнены фундаментальные работы по прогнозу погоды, теории климата, численному моделированию атмосферы и океана, по организации выполнения численных экспериментов по циркуляции атмосферы и океана.

Обширный цикл его работ посвящен проблемам гидродинамики. Он

создал основы геофизической гидродинамики, суммировав общие принципы гидродинамики атмосферы, океана, жидких недр планет.

Значительный цикл работ посвящен планетологии: гидродинамическим проблемам эволюции планет и геомагнитному динамо, гравитационной дифференциации недр планет, плотностной конвекции в земной мантии и движению полюсов. Эти работы стали оригинальным вкладом в происшедшую в последние десятилетия 20-го века революцию в глобальной геологии, дали генетическое объяснение тектонике литосферных плит.

А.С. Монин являлся почетным иностранным член Американской Академии искусств и наук (1973), Национальной Академии наук США (1976), почетным доктором Гетеборгского университета (1986), академиком РАЕН (1991), Международной Академии информатизации (1992). Лауреатом Государственной премии в области науки (1980). Он был награжден пятью орденами и многими медалями.



80 лет со дня рождения **ИГОРЯ ИВАНОВИЧА ВОЛКОВА (1931-2008)**, *геохимик, доктор химических наук (1987), профессор (1999), почетный профессор I Институт океанографии КНР (1994)*

С 1955 года работал в Институт океанологии, с 1988 г. возглавил, созданную им, лабораторию геохимии. Лаборатория геохимии проводит широкий круг исследований в области химии океана: геохимия океанского литогенеза и процессов рудообразования; химия анаэробных условий и процессов в воде и осадках океана и морских бассейнов; математическое моделирование биогеохимических процессов в морских бассейнах.

70 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ СЕРГЕЕВИЧА ИВАНОВА (1941-2011)**, *геофизик, доктор физико-математических наук (1985)*

В Институте океанологии с 1980 года. Им предложена методика интерпретации аномального магнитного поля, основанная на использовании статистических методов. При его участии разработана одна из первых отечественных технологий в геофизике – пакет программ для изостатического редуцирования гравиметрических данных. Он впервые развил теорию вариаций силы тяжести в океане. Его работа посвящены различным аспектам строения и развития литосферы и геодинамики дна океанов. Он предложил энергетический подход к анализу



эволюции глобального рельефа земной поверхности.

Он занимался изучением нелинейных характеристик различных природных процессов и явлений и связанных с ними фрактальных свойств геологических и геофизических объектов. Являлся одним из пионеров этого перспективного и бурно развивающегося направления естествознания.

### **Поздравления юбиляров 2010 и 2011 годов!**

Мы рады поздравить наших коллег, юбиляров 2010 и 2011 годов, и пожелать им здоровья, оптимизма и творческого долголетия: С.Д. Авилову, С.В. Аплонова, М.С. Бараша, Г.Б. Батурина, Ю.М. Берлина, В.М. Бельковича, Ю.С. Долотова, В.В. Жмура, П.О. Завьялова, С.А. Ковачёва, Е.А. Контарь, О.В. Копелевича, В.Д. Коржа, Р.Д. Косьяна, М.Н. Кошлякова, С.Б. Кругликову, О.А. Кузнецова, Е.А. Куликова, Д.Г. Левченко, А.Ю. Леин, В.Н. Лукашина, П.И. Макковеева, А.Н. Миронова, Л.И. Москалева, И.О. Мурдмаа, Р.И. Нигматулина, В.Т. Паку, Н.А. Пальшина, В.И. Пересыпкина, А.Г. Розанова, Ю.А. Романова, Е.А. Романкевича, Х.М. Саидову, А.С. Саркисяна, С.А. Свиридова, Г.И. Сёмину, М.Г. Ушакову и многих-многих других юбиляров нашего Института.

Так держать, друзья-океанологи!

Семь футов под килем!





## **Тулохонов А.К.**

(Учреждение Российской академии наук Байкальский институт природопользования  
Сибирского отделения РАН, Улан-Удэ, atul@binm.bscnet.ru)

### **О роли экспедиции глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» в развитие морской геологии**

## **Tulokhonov A.K.**

(Establishment of the Russian academy of sciences Baikal institute of nature management  
of the Siberian branch of the RAS, Ulan-Ude)

### **About a role of expedition of deep-water manned devices "Mir" in development of sea geology**

Трехлетнюю экспедицию «Миры» на Байкале (2008-2010 гг.) можно отнести к одному из уникальных научных экспериментов новейшего времени в изучении земной гидросферы и морской геологии, в частности. За этот отрезок времени здесь совершено почти 2 сотни погружений, результаты которых совместно с данными предшествующих экспедиций обитаемых подводных аппаратов «Пайсис» (1977, 1990-1991 гг.) позволяют получить детальное представление о строении многих участков подводного фундамента Байкальской рифтовой впадины.

Как известно, дальние морские экспедиции, особенно связанные с погружениями подводных аппаратов, относятся к дорогостоящим техническим мероприятиям. Поэтому, по финансовым причинам резко сокращены объемы исследований морей и океанов. Только катастрофы, подобные гибели «Курска», «Комсомольца», катастрофы французского авиалайнера над Атлантикой заставляют руководителей государств вспомнить о существовании подводных аппаратов.

Поэтому экспедиция «Миры» на Байкале» в компактных условиях продемонстрировала возможности российской академической науки в изучении подводного мира для большого количества не только научных работников, а, прежде всего представителей власти, бизнеса, средств массовой информации, что в принципе невозможно в океане. В новых реалиях впервые продемонстрирована возможность бизнес-научного партнерства в решении фундаментальных проблем, без прямого государственного финансирования.

В наиболее общем виде главные задачи экспедиции можно сформулировать в следующем виде:

- визуальное изучение строения и закономерностей развития подводной экосистемы оз. Байкал, поведения живых организмов на различных глубинах, геологической эволюции и рельефа подводных склонов Байкальской впадины;
- поиски подводных источников углеводородного вещества (нефть, газ, газогидраты);

- привлечение российской и мировой общественности, государственных структур и руководителей разных уровней к проблемам сохранения оз. Байкал как Участка мирового природного наследия;

- пример использования бизнес-научного партнерства для решения фундаментальных научных проблем в условиях дефицита бюджетных средств;

- демонстрация высокого уровня научных достижений российской науки в решении масштабных исследовательских проектов.

В последние годы некоторые государственные деятели и средства массовой информации в пылу реформ стали обвинять академическую науку в низкой эффективности. В значительной степени такие нападки связаны с недостатком «здоровой» рекламы научных достижений, доступных для понимания, как руководства всех уровней, так и широких масс населения. В связи с этим на всех этапах экспедиции самое активное участие принимали журналисты, а более десятка из них впервые погрузились на дно оз. Байкал.

Для популяризации знаний в г. Улан-Удэ и в г. Иркутске были организованы выставки «Байкал и история российского флота». В рамках экспедиции прошли научно-практические конференции «Приоритеты развития Байкальского региона», «Дни Байкала», «Дни БАМа», многочисленные экскурсии для населения с осмотром аппаратов «Мир». Особое внимание к экспедиции привлекли погружения известного российского писателя, активного защитника сохранения оз. Байкал В. Распутина, барда А. Макаревича и режиссера мировых блок-бастеров «Титаник», «Аватар» и других фильмов Д. Кэмерона.

Активная реклама и транспортная доступность оз. Байкала позволила привлечь внимание к экспедиции со стороны федеральных и региональных руководителей. Таким образом, в состав гидронавтов Байкала, имеющих соответствующее свидетельство и знак, вошли премьер Правительства РФ В.В. Путин, его первый заместитель и министр финансов А.Н. Кудрин, спикер верхней палаты российского парламента С.М. Миронов, Президент Бурятии В.В. Наговицын, глава Иркутской области Д.Ф. Мезенцев руководители многих федеральных и региональных природоохранных ведомств.

Впервые с неофициальным визитом посетил оз. Байкал и принял участие в погружениях научной экспедиции глава иностранного государства – Президент Монголии господин Ц. Элбэгдорж. Таким образом, организаторам удалось погрузить на дно оз. Байкал руководителей регионов, занимающих основную часть бассейна оз. Байкал и в России и в Монголии. Для того чтобы понимать проблему надо погрузиться в нее в прямом и в переносном смысле.

В конечном итоге за три года состоялось 178 погружений двух аппаратов «Мир». В этих погружениях приняли участие 213, в т.ч. представители 22 научных и вузовских учреждений России, гидронавтов из

11 стран, в том числе 8 швейцарцев и 5 американцев. Особое внимание уделялось привлечению к исследованиям научной молодежи, аспирантов институтов Сибирского отделения РАН, которые участвовали в погружениях вместе с известными учеными – членами РАН. В процессе экспедиции выполнены визуальные наблюдения и видеосъемки различных участков дна и подводного склона, отобраны сотни образцов и проб воды, геологического материала и биоты озера, которые обрабатываются в различных научных лабораториях.

В области морской геологии к наиболее крупным достижениям экспедиции можно отнести обнаружение открытых пластовых залежей газогидратов, первые визуальные наблюдения выходов нефти на дне озера и картирование на склонах глубоких подводных аккумулятивных террас.

Ранее, по результатам подводного бурения проявления газогидратов были обнаружены в различных местах Байкала, на морском шельфе. Однако визуальные наблюдения газогидратов в естественном состоянии выполнены здесь впервые. В первом приближении обнажения белых пластов на крутых склонах похожи на мраморизованные породы или выступы льда в районах многолетней мерзлоты. И только отколов манипуляторами образцы можно убедиться в том, что эти полупрозрачные куски и есть газогидраты, которые на поверхности быстро разлагаются на газ и воду.

Проведенные эксперименты, позволяют утверждать, что газогидраты стабильны при температурах 3–4 градуса, характерной для основной толщи байкальских вод и давлениях до глубин более 400 м, выше которых они переходят в газообразное состояние и улетучиваются.

Именно проблема доставки и транспортировки таких углеводородов представляет сегодня главную техническую проблему. Многие специалисты предрекают газогидратам в недалеком будущем ведущую роль в мировом топливно-энергетическом комплексе. Однако огромные перспективные запасы газогидратов в мировом океане при изменении гидроклиматических условий представляют потенциальную опасность как новые источники «парниковых» газов.

Для изучения данной проблемы совместно с Роскосмосом выполнен уникальный эксперимент определения эмиссии парниковых газов, возникающих при распаде газогидратов. С этой целью в расчетное время состоялось погружение аппарата «Мир» с помощью манипуляторов взламывающих донные пласты газогидратов. Синхронно выходы газов, с помощью одинаковых спектрометров с высокой разрешающей способностью от 350 до 1050 нм, наблюдали на борту материнского судна «Метрополия» и на борту МКС измерения вел космонавт Ф. Юрчихин. Ранее, многие ученые к последствиям выбросов парниковых газов, отнесли огромные темные круги, возникающие на льду оз. Байкал. После обработки данных и дополнительных наблюдений станет понятен вклад подводных газовых выходов в механизм создания «парникового» эффекта в атмосфере.

Другая геологическая задача экспедиции заключалась в изучении подводных выходов байкальской нефти. Признаки нефтеносности Байкальской впадины известны давно. Еще в 1959 г. в районе дельты оз. Байкал велись интенсивные поисково-разведочные работы на нефть с бурением на глубину до 3 км. Однако после открытия западно-сибирской нефти эти работы были прекращены, а в настоящее время такие разработки запрещены на законодательном уровне.

Наиболее частые находки битумов характерны для восточного побережья центральной байкальской впадины. При погружении аппаратов естественные выходы нефти обнаружены вблизи Баргузинского залива, напротив мыса Горовой утес на глубинах около 600 м. Нефтяные выходы представляют нагромождения нефтеносных битумов на относительно плоском илистом дне, среди которых отдельными «карандашами» торчат сталагмитообразные выходы нефти, которые каждые 5–10 сек, выделяют черные капельки тут же поднимающиеся к поверхности.

Наши пилоты, бороздившие дно всех океанов планеты признались, что естественные подводные выходы нефти видели впервые. Более того, на этом участке озера осадочный слой не может превышать 1–2 км и соответственно здесь нет высоких пластовых давлений характерных для терригенного нефтеобразования. Соответственно и возраст осадочного чехла в центральной части Байкальской впадины значительно моложе плиоцена. Таким образом, можно предположить, что приток нефти может иметь ювенальное происхождение.

На поверхности эти выбросы нефти образуют ажурную пленку площадью до десятка квадратных метров. По оценкам сотрудников Лимнологического института СО РАН в год в Байкал может поступать до 4–5 тонн нефти. При этом вокруг этих выходов на дне озера кипит жизнь различных бактерий, планарий и других организмов, где элементами пищевой цепи является продукты разрушения естественных углеводородов.

Следующее направление исследований связано с палеогеоморфологической реконструкцией древних береговых линий озера. Визуальные наблюдения авторов фиксируют валунно-галечные материалы на глубинах до 820 м вдоль восточного склона острова Ольхон, на глубине 640 м вблизи пос. Голоустное, 450 и 220 м – напротив г. Байкальска. При этом следы древней волноприбойной деятельности мы видим как в форме обработанных скал, так и озёрных отложений из крупной гальки и валунов.

Можно предположить, что эти отложения и обработанный волнами скальный выступ соответствуют древней береговой линии. По законам гидрофизики, волноприбойная деятельность, в результате которой формируются валунно-галечные хорошо окатанные отложения, распространяется на глубину не более 5–8 м. Пляжный материал хорошо окатан и состоит в основном из мелких валунов и крупной гальки. Более мелкие фракции отсутствуют, либо погребены под толщей песка. Точки

наблюдения древних пляжей расположены на удалении от 3–5 до 10 км от современного уреза воды. По петрографическому составу валунно-галечный материал соответствует выходам гранитных пород на берегу.

К сожалению, при отсутствии каких-либо датировок затруднительно определить время формирования древних береговых линий. Тем не менее, палеогеоморфологический анализ этих отложений позволяет сделать вывод, что на ранних этапах эволюции озера его уровень был более чем на 800 м ниже современного водного зеркала.

И далее его уровень последовательно поднимался до отметок, на которых расположены эти валунно-галечные отложения. Таких уровней во всех трёх котловинах озера обнаружено не менее четырёх. Самый древний – на 840 м ниже современного уреза воды, следующий – на глубинах около 640 м, далее идут отметки 400–450 м и около 200 м. При этом в районе пос. Голоустное и г. Байкальска фиксируются уровни 640 и 450 м.

Каких-либо следов тектонических деформаций дна здесь не обнаружено, поэтому вряд ли правомерно предполагать, что разная высота древних пляжей – результат неотектонической дифференциации береговых морфоструктур.

Скорее всего, наполнение озёрной котловины очередной порцией водной массы происходило последовательно в межледниковое время после таяния горных ледников. Соответственно в периоды антропогенных похолоданий, когда основная влага концентрировалась в горных ледниках и наступала стагнация гидрологического режима и формировались очередные озёрные палеоуровни.

Такие палеогеоморфологические реконструкции дают основание утверждать, что в развитии Байкальской озёрной котловины было не менее четырёх периодов последовательного повышения уровня и такое же количество периодов стабилизации и формирования аккумулятивных пляжей. Иное объяснение этих образований, обнаруженных автором из иллюминаторов глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» на различных участках дна оз. Байкал, дать невозможно.

Одним из главных результатов экспедиции, наряду с научными достижениями, является необходимость активизации совместных усилий науки, государственных структур, бизнеса и всего общества в изучение океана как основного богатства для существования будущих поколений. Не отрицая важность космических исследований, мы должны представлять, что сотни аппаратов находятся в ближнем и дальнем космосе, только в России подготовлено более 100 космонавтов. На этом фоне разительны наши пробелы в изучении гидрокосмоса. В мире только 4 обитаемых аппарата могут погрузиться на глубины до 6 км и из них два наших. На этих аппаратах могут работать только три российских пилота. А борьба за изучение ресурсов океана все более обостряется. Уже китайцы приступили к разработке батискафа способного погружаться на дно Марианской

впадины. Другие морские державы строят корабли для изучения полярных льдов и шельфа. Отстать в изучении океана это реальная потеря жизненного пространства в глобализирующемся мире.

*Все исследования выполнены с помощью Фонда содействия сохранению оз. Байкал и грантов РФФИ № 09-05-10059-к; 10-05-10034-к.*

Deposits of gas hydrates at the bottom of Lake Baikal and the natural oil exits in the underwater environment are visually investigated. Experiments on assessing the greenhouse gas emissions by spacecraft are conducted. 4 levels of underwater accumulative terraces are established. Particular attention is paid to the social value of the expedition to study the ocean.

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

**Асавин А.М., Рощина И.А., Сенин В.Г., Удинцев Г.Б.**

(ГЕОХИ РАН, Москва, aalex06@inbox.ru)

**Типоморфные особенности железомарганцевых корок  
подводных гор Мэри Берд (Антарктика)**

**Asavin A.M., Roshina I.A., Senin V.L., Udincev G.B.**

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

**Fe-Mn crust of Mery Beard seamount (Amundsen Sea, Antarctica) peculiarity and chemical composition**

В рейсе ANT-XXVI/3 2010г. НИС Polarstern института Полярных исследований им. Алфреда Вегенейра (Бременхаффен, Германия) при драгировании подводных гор Мэри Берд в море Амундсена были подняты образцы пород, покрытые слоями железомарганцевых корок различной толщины. Состав образцов крайне изменчивый – граниты, гнейсы, кварциты, мрамора, вулканиты различного состава. Образцы от глыбовой до гравийной размерности различной степени окатанности. Степень изменения пород также сильно меняется от почти нацело измененных процессами гальмиролиза глинисто-лимонитовых брекчий до свежих неизмененных коренных пород. Практически все образцы в разной степени покрыты примазками, корочками или мощными (до 15 см) корками железомарганцевых оксидов, похожими на гидрогенные корки подводных гор Тихого океана. Вместе с тем, существует ряд необычных для гидрогенных корок особенностей этих, пожалуй, самых южных из известных в настоящее время рудных железомарганцевых образований.

Во-первых, необычным для развития корок является большая изменчивость в их мощности. Обычно в пределах одной драгировки или в одном районе драгирования, поднятые образцы гидрогенных корок имеют близкую мощность и сходное строение. Для корок характерен близкий набор литолого-стратиграфических слоев [1-3]. Такая стратификация позволяет выделять единые временные этапы формирования толстых корок и сопоставлять корки различных гайотов. Напротив, корки гидротермального происхождения обычно характеризуются очень большими колебаниями в мощности, при этом их толщина обычно не превышает нескольких сантиметров. Таким образом, по этим признакам можно предполагать, что исследуемые корки относятся к гидротермальным образованиям.

Еще одна характерная особенность гидрогенных корок, это выделение в них двух-трех характерных крупных литологических слоев. Например, внутренний слой корок, прилегающий к субстрату, обычно состоит из плотных марганцевых гидрооксидов характерного черного антрацитового цвета, а следующий за ним слой обычно имеет ботриоидальные структуры роста, а внешний слой тонкослоистую плотную или наоборот пористую



структуру. Однако, в отличие от корок Тихого океана исследованные корки обладающие заметной толщиной (более 2 см) не разделяются на такие мега-слои, а характеризуются тонкослоистым однородным строением.

Таблица 1. Средний состав корок (до V в вес.%, далее в ppm)

|                                |           |
|--------------------------------|-----------|
| Образец                        | PS75/2453 |
| SiO <sub>2</sub>               | 3.93      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.63      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.81      |
| CaO                            | 3.41      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.85     |
| K <sub>2</sub> O               | 0.44      |
| MgO                            | 1.28      |
| MnO                            | 25.83     |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.97      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.99      |
| S                              | 0.19      |
| Total                          | 61.31     |
| Ppp                            | 37.01     |
| V                              | n/d       |
| Co                             | 6670      |
| Ni                             | 3834      |
| Cu                             | 560       |
| Zn                             | 572       |
| Sr                             | 1516      |
| Zr                             | 525       |
| Mo                             | 406       |
| Nb                             | 63        |
| La                             | 332       |
| Ce                             | 1102      |

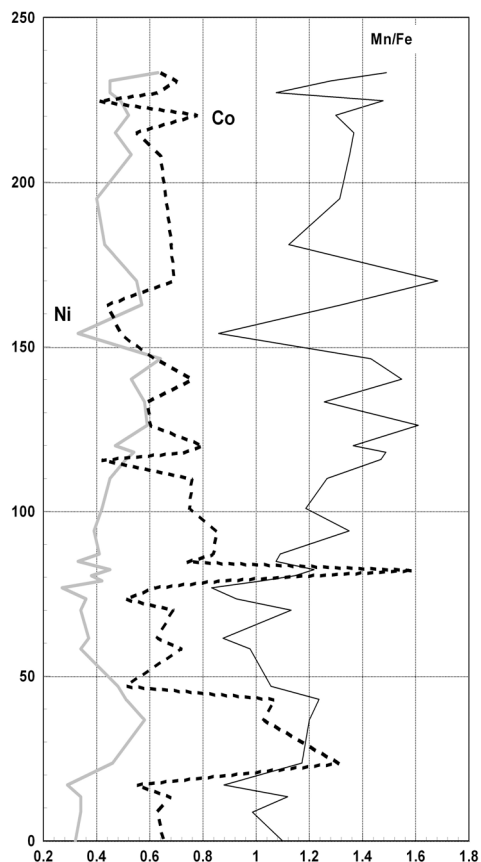


Рис. 1. Измеренные на микрозонде с шагом около 200 мкм на трех участках корки колебания содержаний Ni, Co (вес.%) и величины MnO/FeO отношения. По оси игрек растет от внутренней к внешней части корки.

При макроописании можно выделить до десятка слоев толщиной 1-5 мм слагающих корку. Цвет слоев черный, редко буровато-серый. Эти признаки позволяют отнести наши корки к гидротермальным коркам, широко развитым на современных активных вулканах островных дуг [5,6]. Вместе с

тем, в наших образцах отсутствуют характерные для гидротермальных корок резкие несогласия слоев, косая слоистость и кольцевые овоидные структуры. Все исследованные корки характеризуются ровной субпараллельной слоистостью очень характерной для гидrogenных корок.

Средний химический состав корок, определенный в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН рентгенофлуоресцентным методом приведен в табл. 1. Также мы оценили изменение основных рудных компонентов по корке и их вариации по толщине на микрозонде (Рис. 1.). Из приведенных данных видно, что по химическому составу корки соответствуют гидrogenным образованиям. Соотношение железа и марганца близко к 1, очень высоки содержания кобальта и церия (по-видимому, есть положительная цериевая аномалия), высокие содержания молибдена, очень низкий ванадий [7, 8]. Таким образом, предварительные данные изучения самого южного проявления железомарганцевых подводных руд позволяют говорить о гидrogenном происхождении этих формирований.



Рис. 2. Тонкая корка на окатанном куске известняке

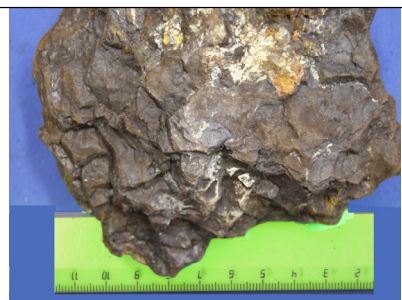


Рис. 3. Толстая тонкослоистая корка из той же драгировки

Для объяснения структурно-морфологических особенностей железомарганцевых корок в данном районе можно предварительно выдвинуть следующие предположения.

Большая разница в толщине корок, по-видимому, связана с разным временем попадания валунов на поверхность горы, в область формирования корок. Окатанные валуны, состоящие из гранита или осадочно-метаморфических пород, по-видимому, появились на поверхности горы в результате ледового разноса в разное время. Поэтому время на формирование корок для разных валунов сильно различается. Из этого предположения вытекает следствие, что режим ледникового разноса был достаточно устойчивым (не менее чем в десятки тысяч лет) в пространстве, и поэтому поступление материала в одну и ту же точку было постоянным.

Мелко-слоистая структура корок свидетельствует о аномально высоких скоростях роста корок. Приближающихся к скоростям роста

гидротермальных корок. Такие высокие скорости могут быть обусловлены высоким содержанием кислорода и биопродуктивностью Антарктических вод в районе гор Мэри Берд. Конечно, эти заключения слабо обоснованы в настоящий момент, но обоснованным с нашей точки зрения выводом данной работы является доказательство существования областей активного формирования железомарганцевых океанических руд в высоких широтах Антарктики.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 13-27.
2. Glasby Geoffrey P., Ren Xiangwen, Shi Xuefa, Pulyaeva Irina A. Co-rich Mn crusts from the Magellan Seamount cluster: the long journey through time // Geo Marine Letter. 2007. V. 27. P. 315–332.
3. Melnikov M.Eu., Tugolev D.D., Gubenkov V.V., Rozhdestvensky V. Ch. Preliminary results on drilling of Co-rich manganese crusts (the IOAN guyot, the Pacific ocean - case study) // Minerals of the Ocean. Conf. abstr. Saint-Petersburg: VNIIOceangeologia. 2002. P. 24-27.
4. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана // М.: Наука, 1990. 229 с.
5. Аникеева Л.И. Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2008. Вып. 11. № 1. С. 10-31.
6. Frank M., H. Marbler, A. Koschinsky, T. van de Flierdt, V. Klemm, M. Gutjahr, A.N. Halliday, P.W. Kubik, and P. Halbach. Submarine hydrothermal venting related to volcanism in the Lesser Antilles: Evidence from ferromanganese precipitates // Geochem. Geophys. Geosyst., 2006, V.7, P. 2-24
7. Асавин А.М., Аникеева Л.И., Казакова В.А., Андреев С.И., Сапожников Д.А., Рощина И.А., Когарко Л.Н. Распределение редких элементов и платиноидов в слоистых железомарганцевых корках // Геохимия. 2008. № 12. С. 23
8. G.N. Baturin, V.T. Dubinchuk, L.A. Azarnova, and M.E. Mel'nikov Species of Molybdenum, Thallium, and Tellurium in Ferromanganese Crusts of Oceanic Seamounts // Oceanology. 2007. V. 47. No. 3. P. 415–422.

Investigated much southern manifestation of the hydrogenic Fe-Mn crust ore formation in the ocean – seamount Mary Baird (Antarctica). The geochemical and structural characteristics Fe-Mn crust take us evidence of the anomalously high speeds of their formation. It is assumed that this is connected with the high level of the biological activity of the Southern Ocean and the high content in the deep seawaters of oxygen.

**Баженова Е.А.<sup>1</sup>, Фредерикс Т.<sup>2</sup>, Штайн Р.<sup>1</sup>, Фогт К.<sup>2</sup>,  
Костыгов С.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Ин-т полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия, [Eygenia.Bazhenova@awi.de](mailto:Eygenia.Bazhenova@awi.de); <sup>2</sup>Бременский Университет, Бремен, Германия; <sup>3</sup>Ф-т географии и геоэкологии, Санкт-Петербургский Гос. Университет)

**Позднечетвертичная история осадконакопления на  
континентальной окраине Восточно-Сибирского моря и  
прилегающей части хребта Менделеева  
Bazhenova E.A.<sup>1</sup>, Frederichs T.<sup>2</sup>, Stein R.<sup>1</sup>, Vogt C.<sup>2</sup>,  
Kostygov S.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; <sup>2</sup>Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany; <sup>3</sup>Faculty of Geography and Geoecology, St. Petersburg State University, Russia)

**Late Quaternary sedimentary regimes at the East Siberian Sea  
continental margin and adjacent part of the Mendelev Ridge**

Целью настоящего исследования является реконструкция позднечетвертичных палеогеографических обстановок и условий осадконакопления в Амеразийском бассейне Северного Ледовитого океана. Изучаемые осадочные колонки были отобраны по профилю через хребет Менделеева по 77°36'с.ш. в ходе экспедиции ARK-XXIII/3 (Arctic-2008) на НЭС «Polarstern» [1].

Возрастная модель для колонок была получена с использованием радиоуглеродного возраста, палеомагнитных и биостратиграфических данных. Также была проведена литостратиграфическая корреляция с хорошо датированной колонкой HLY0503-8JPC с хребта Менделеева [2]. В результате в разрезе были выделены интервалы, соответствующие изотопно-кислородным стадиям (ИКС) 7-1.

Выявление источников сноса терригенного материала производилось на основе результатов валового (рентгенофазового) минералогического анализа, обработанных с помощью факторного анализа. Полученные распределения факторных нагрузок по разрезам, соответствующие вкладу той или иной питающей провинции в поступление обломочного материала, сопоставлялись с гранулометрическим составом осадков для определения роли разных размерных классов в переносе осадочного вещества в различных условиях осадконакопления. При сравнении с данными о минералогическом составе поверхностных отложений дна Северного Ледовитого океана, обобщенных, например, в работе [3], мы определили два основных источника сноса вещества как 1) шельф Восточно-Сибирского моря и 2) острова Канадского арктического архипелага (остров Виктория). В осадочных разрезах были выделены соответствующие стратиграфические интервалы, представленные 1) алевроитовыми пелитами с повышенным

содержанием глинистых минералов, таких как хлорит и мусковит, и 2) микритами, в которых обломки гравийной и галечной размерности представлены преимущественно доломитом. Осадконакопление первого типа связано с переносом материала течениями и морским льдом, в то время как во втором случае появление большого количества грубообломочного материала объясняется айсберговым разносом. Привязка вероятных палеогеографических обстановок к временной шкале производится в рамках обсуждаемой возрастной модели.

*Исследования проводятся в рамках проекта, финансируемого аспирантской программой Helmholtz Graduate School for Marine and Polar Research (POLMAR), и при поддержке научного гранта Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто-Шмидта (ААНИИ, С.-Петербург). Авторы признательны Г.А.Черкашеву и А.А.Крылову (ВНИИОкеангеология, С.-Петербург) за помощь в проведении исследований и многочисленные научные дискуссии.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stein, R., Matthiessen, J., Niessen, F., Krylov, A., Nam, S., and Bazhenova, E. Towards a Better (Litho-) Stratigraphy and Reconstruction of Quaternary Palaeoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. Vol. 79 (2), p. 97-121.
2. Adler, R., L. Polyak, et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68 (1-2), p. 18-29.
3. Krylov, A. A., Andreeva, I.A., Vogt, C., Backman, J., Krupskaya, V.V., Griukurov, G.E., Moran, K. and H. Shoji. A shift in heavy and clay mineral provinces indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23, PA1S06.

This study aims to reconstruct the glacial/interglacial variability and sedimentary processes in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean during late Quaternary times. The research is based on marine sediment cores recovered at the Mendeleev Ridge during the ARK-XXIII/3 Expedition of RV “Polarstern” (for details see Stein et al., 2010).

Investigations are carried out in the frame of the PhD project financed by the Helmholtz Graduate School for Marine and Polar Research (POLMAR). This study is supported by the Otto-Schmidt-Laboratory for Polar and Marine Research (AARI, St.Petersburg, Russia).

**Бубенщикова Н.В.<sup>1</sup>, Римская-Корсакова М.Н.<sup>1</sup>,  
Нюрнберг Д.<sup>2</sup>, Тидеманн Р.<sup>3</sup>, Лембке-Ейне Л.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, bubench@mail.ru,

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

**Высокоразрешающие изменения палеосреды Охотского  
моря в течение последнего и предыдущего межледниковья:  
сравнение фораминиферовых и геохимических данных  
(колонка MD01-2415)**

**Bubenshchikova N.V.<sup>1</sup>, Rimskaya-Korsakova M.N.<sup>1</sup>,  
Nürnberg D.<sup>2</sup>, Tiedemann R.<sup>3</sup>, Lembke-Jene L.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>P.P.Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, <sup>2</sup>Leibniz Institute for Marine  
Sciences, Kiel, Germany, <sup>3</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research,  
Bremerhaven, Germany)

**High-resolution variations of the Okhotsk Sea environment  
during the present and last interglaciations: comparison of  
foraminiferal and geochemical data (core MD01-2415)**

Недавние палеоокеанологические исследования свидетельствуют о том, что зона кислородного минимума (ЗКМ) ослабевала во время последнего оледенения и усиливалась в последнюю дегляциацию и голоцене не только на восточной, но и на западной окраине Северной Пацифики, включая Охотское море [1, 2]. Вариации ЗКМ Охотского моря в течение предыдущего межледниковья, их сходства и отличия с последним межледниковьем остаются слабо изученными. Комплексы бентосных фораминифер наряду с редокс-чувствительными элементами в осадках колонок используются для палеореконструкций изменений ЗКМ в океане.

Колонка MD01-2415 была отобрана на северном континентальном склоне Охотского моря на глубине 822 м в рамках международной программы IMAGES в ходе рейса НИС “Марион Дюфран” в 2001 году [3]. Колонка MD01-2415 является уникальной для Охотского моря по длине 46,23 м, возрасту 1.1 млн. лет вскрытых ею отложений и высоким скоростям осадконакопления [3]. Данное исследование ограничивается двумя межледниковыми интервалами 0-3.1 и 7.5-8.5 м колонки, соответствующим терминации (Т) I – изотопно-кислородной стадии (ИКС) 1 (последние 16 тыс. лет) и ТII – ИКС 5е (116-134 тыс. лет назад). Возрастная модель колонки MD01-2415, представленная ранее [3], скорректирована для интервала ТI - ИКС 1 по данным 4 радиоуглеродных датировок и для интервала ТII - ИКС 5е на основании корреляции с изотопно-кислородной шкалой. Целями данного исследования являлись: 1) реконструкции изменений палеопродуктивности и ЗКМ Охотского моря в ТI – ИКС 1 и ТII – ИКС 5е по фораминиферовым и геохимическим данным; 2) сравнение

полученных палеореконструкций с вариациями солнечной инсоляции на 60<sup>0</sup> с.ш. и глобального уровня моря с целью изучения роли климата в изменениях палеосреды Охотского моря в эти периоды.

Комплексы бентосных фораминифер (БФ) изучены в 63 и 67 образцах, отобранных каждые 5 и 1-2 см в осадках ТІ – ИКС 1 и ТІІ – ИКС 5е соответственно, что даёт временное разрешение около 300 лет для обоих интервалов. Содержание некоторых химических элементов (Al, Ca, Mg, Mn и др.), общего  $C_{org.}$ ,  $CaCO_3$  и отношение C/N определены для 54 образцов каждые 5 см осадка, что соответствует временному разрешению около 300-600 лет. Мы сравниваем вариации палеопродуктивности в ТІ – ИКС 1 и ТІІ – ИКС 5е по следующим данным: по скоростям аккумуляции и по относительной численности доминирующих видов БФ, по скоростям аккумуляции и содержаниям общего  $C_{org.}$  и  $CaCO_3$ , по отношению Ca/Al, Mg/Al и др. палеоиндикаторам. Изменения ЗКМ в изученных интервалах реконструированы по двум независимым методам: по комплексам БФ и по отношению Mn/Al и Mo/Al.

Комплексы БФ с преобладающими видами *Takayanagia delicata*, *Uvigerina akitaensis*, *Valvulineria sadonica*, *Brizalina subspinescens* и *Bolivina spissa* показывают постепенное усиление ЗКМ на северном континентальном склоне (глубина ~800 м) в течение ТІ около 16-10 тыс. лет назад (во время потеплений Пре-беллинг, Беллинг-Аллеред с максимумом в Пребореале). ЗКМ ослабевала в раннем Голоцене около 10-6 тыс. лет назад по увеличению содержаний видов *Islandiella norcrossi* и *Oridorsalis umbonatus*. ЗКМ усиливалась в последние 6 тыс. лет, но не достигала дегляциального уровня по росту численности *T. delicata*, *V. sadonica* и *Br. subspinescens*. Комплексы БФ с одним резко доминирующим видом *Cassidulina laevigata/carinata* свидетельствуют о том, что ЗКМ достигла максимума в самом начале ТІІ и оставалась высокой в начале ИКС 5е (134-122 тыс. лет назад). ЗКМ ослабевала в конце ИКС 5е (122-116 тыс. лет назад) по увеличению вклада видов *I. norcrossi* и *O. umbonatus*. Предварительный анализ фораминиферовых и геохимических данных предполагает более интенсивную ЗКМ в периоды ледниковых терминаций ТІ и ТІІ по сравнению с последующими межледниковьями, а также в ТІ (максимум в Пребореале) по сравнению с ТІІ. Геохимические данные подтверждают, что большее количество органического вещества морского и терригенного происхождения поступало на дно Охотского моря в ТІ и ТІІ вероятно вследствие высокой биопродуктивности и затопления шельфов, что и обусловило более интенсивную ЗКМ в эти периоды. Ледовые щиты сокращались быстрее в ТІІ, чем в ТІ [4]. Уровень моря до ТІ (-110 м около 16 тыс. лет назад) был вероятно ниже, чем до ТІІ (от -60 до -100 м около 134 тыс. лет назад). Обсуждается влияние колебаний уровня моря, контролировавших приток земного органического вещества в Охотское море с погружающихся шельфов, на интенсивность ЗКМ в ТІ и ТІІ.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германской Лаборатории морских исследований им. Отто Шмидта, грант OSL-11-06.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shibahara A., Ohkushi K., Kennett JP., Ikehara K., 2007. Late Quaternary changes in intermediate water oxygenation and oxygen minimum zone, northern Japan: A benthic foraminiferal perspective. *Paleoceanography*, 22, PA3213.
2. Бубенщикова Н., Нюрнберг Д., Горбаренко С.А., Лембке-Ейне, Л., 2010. Изменения палеопродуктивности и зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 50 тыс. лет по бентосным фораминиферам и биогеохимическим данным. *Океанология* 50 (1), 93-106.
3. Nürnberg D., Tiedemann R., 2004. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years. *Paleoceanography* 19, PA4011.
4. CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1383–1400.

Recent studies indicate that oxygen minimum zone (OMZ) was weakened during the last glaciation and strengthened during the Termination I and Holocene not only along the eastern but western margins of the North Pacific Ocean, including the Okhotsk Sea [1, 2]. Benthic foraminiferal (BF) assemblages along with the sedimentary concentrations of the redox-sensitive trace elements are widely used to reconstruct past variations of OMZ in the Ocean. Our study focuses on two key interglacial intervals: the Termination (T) I – marine isotope stage (MIS) 1 (the last 16 ka) and TII – MIS 5e (116-134 ka) of core MD01-2415. The core MD01-2415 was collected on the northern slope of the Okhotsk Sea at water depth 822 m during WEPAMA 2001 cruise of the R/V *Marion Dufresne* [3]. We were able to obtain high-resolution BF and geochemical data (e.g., the accumulation rates and percentages of the dominant BF species; contents of total organic carbon, CaCO<sub>3</sub> and some trace elements Al, Ca, Mg, Mn) which allow for paleoreconstructions with temporal resolution of ~300-600 kyr. The preliminary analysis of available data points to the existence of more intense OMZ during the TI and TII than in the subsequent interglaciations, as well as in the TI than TII. We compare the resulting paleoreconstructions with variations of the solar insolation at 60°N and the global sea level. Our preliminary hypothesis is that lower sea level before the TI (-110 m at 16 ka) than before the TII (from -60 to 100 m at 134 ka) along with slower rate of the sea level rising in the TI than in the TII [4] were among the main controlling factors responsible for larger amount of terrestrial organic matter and nutrients transported from the submerged shelves into the Okhotsk Sea in the TI. It suggests more enhanced marine and export productivity, more intense oxygen consumption via the organic matter decay and, as a result, stronger OMZ in the TI (maximum in the Preboreal) than in the TII.



**Вержбицкий В.Е.<sup>1</sup>, Мурзин Р.Р.<sup>1</sup>, Васильев В.Е.<sup>1</sup>, Косенкова Н.Н.<sup>1</sup>, Малышева С.В.<sup>1</sup>, Ананьев В.В.<sup>1</sup>, Комиссаров Д.К.<sup>1</sup>, Рослов Ю.В.<sup>2</sup>, Худoley А.К.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ООО “Газпромнефть научно-технический центр”, Санкт-Петербург,

[Verzhbitskiy.VE@gazpromneft-ntc.ru](mailto:Verzhbitskiy.VE@gazpromneft-ntc.ru); <sup>2</sup>ООО «Сейсмо-Шельф», Санкт-Петербург;

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург)

**Отражение байкальских, каледонских и герцинских тектонических событий в структуре осадочного чехла Северо-Карского региона**

**Verzhbitsky V.E.<sup>1</sup>, Murzin R.R.<sup>1</sup>, Vasilyev V.E.<sup>1</sup>, Kosenkova N.N.<sup>1</sup>, Malysheva S.V.<sup>1</sup>, Ananyev V.V.<sup>1</sup>, Komissarov D.K.<sup>1</sup>, Roslov Yu.V.<sup>2</sup>, Khudoley A.K.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>LLC “Gazpromneft Science and Technology Centre”, Saint-Petersburg; <sup>2</sup>LLC “Seismo-Shelf”, Saint-Petersburg; Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg)

**Record of Baikalian, Caledonian and Herzynian tectonic events in the sedimentary cover of the North Kara Region**

Шельф северной части Карского моря представляет существенный интерес как для расшифровки геодинамической истории Арктики, так и с точки зрения изучения перспектив его нефтегазоносности. Широко признана точка зрения, что Северо-Карский регион подстилается относительно жестким “платформенным” блоком (массивом) с докембрийским(?) или раннепалеозойским(?) возрастом фундамента [1-3]. При этом, в отсутствии каких-либо морских скважин на шельфе северной части Карского моря, вопрос о стратиграфическом диапазоне и расчленении осадочного чехла не может быть решен однозначно и допускает различные варианты трактовок.

Корреляция выделенных нами сейсмокомплексов по опорному профилю 3-АР (материалы получены ФГНПП “Севморгео”) проводилась прежде всего со стратиграфическими подразделениями архипелага Северная Земля. То есть, в целом мы следовали подходу специалистов ФГНПП “Севморгео” [4], при этом принципы выделения и возрастной привязки ключевых горизонтов были существенно пересмотрены. Согласно основным положениям ранее проведенной интерпретации: “рифейские, кембрийские и ордовикские отложения характеризуются отсутствием крупных несогласий”, а фиксируемые на суше перерывы далее архипелага на шельф не прослеживаются, при этом “вся толща нижнего-среднего палеозоя мощностью около 9500 м характеризуется удивительно согласным залеганием” [4].

По нашему мнению, оба эти вышеозначенные утверждения представляются достаточно спорными. Известно, что Северо-Карский

регион в течение палеозоя находился в зоне влияния позднебайкальского, каледонского и герцинского тектогенеза. Соответственно, наш подход к интерпретации строился на выделении основных несогласий, разделяющих существенно различные по своей внутренней структуре (сейсмофациальным характеристикам) сейсмотолщи. Для возрастной привязки выделенных единиц мы использовали информацию о региональных тектонических событиях, выраженных в изменении фациальных обстановок осадконакопления, а также наличии крупных перерывов и несогласий.

Проводя переинтерпретацию сейсмических данных, прежде всего мы обратили внимание на наличие вблизи основания видимого стратифицированного разреза отчетливого углового несогласия компрессионной природы, фиксируемого на глубинах порядка 8-10 км (рис.). Мы сопоставили данную границу с резким угловым несогласием в основании ордовикских отложений острова Октябрьской Революции [3, 5-7]. Таким образом, в качестве нижней опорной границы на сеймопрофилях нами было выбрано несогласие, фиксирующее проявление региональной фазы позднебайкальского (грубо коррелятного тиманскому) сжатия.

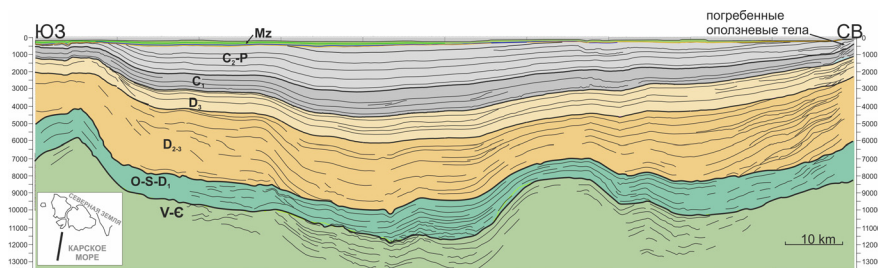


Рис. Структура и сеймостратиграфия Присевероземельского прогиба (интерпретированный фрагмент опорного профиля 3-AP) – основа для стратификации отражающих горизонтов Северо-Карского шельфа.

Положение разреза показано на врезке.

Конформно слоистый комплекс, перекрывающий поверхность предордовикского несогласия характеризуется достаточно выдержанной мощностью (порядка 2 км). Мы сопоставляем его с ордовикско-силурийско-раннедевонскими терригенно-карбонатными отложениями островов, соответствующих комплексу фаций карбонатной платформы с подчиненным распространением лагунных эвапоритовых обстановок [5, 6] Вышележащий сейсмический комплекс перекрывает нижележащие горизонты с ярко выраженным подошвенным прилеганием и характеризуется отчетливым проградационным строением. При этом клиноформы заполняют бассейн как со стороны Северной Земли, так и со стороны других локальных поднятий.

Такое очевидное различие между этими двумя сейсмокомплексами заставляет предполагать резкую смену тектоноседиментационного режима и, в определенной степени, облегчает проведение корреляций с комплексами суши. Еще В.Д. Наливкин [8, 9] указывал, что девонские отложения Северной Земли представляют собой типичные континентальные красноцветные песчаники каледонской молассы “Олд Ред”, весьма сходные с таковыми Шпицбергена и других северных каледонид.

Мы также обратили внимание, что примерно в 700 метрах выше предполагаемой кровли девонских отложений выделяется клиновидное оползневое тело, обращенное своим острым концом по направлению от Северной Земли. Клиновидное тело, так и рефлекторы нижележащих (постдевонских) горизонтов смяты в СВ-вергентные (в плоскости разреза) асимметричные Z-складки, которые также могут быть описаны как складки срыва, или взбросо-складки [10]. В общем, морфология складок свидетельствует о восточном направлении тектонического транспорта, согласным с общей вергентностью складчато-надвиговых структур Северной-Земли. Таким образом, мы предполагаем, что формирование данной клиновидной пачки отвечает времени начала герцинской деформации и воздыманию Таймыро-Североземельского региона в середине карбона [11-13]. Соответственно, нижележащая толща должна соответствовать нижнему карбону, а вышележащая – верхнему карбону–перми(?).

Мы сопоставляем подошву “оползневого” комплекса со временем начала коллизионных деформаций на Таймыре, т.е. примерно с рубежом миссисипия и пенсильвания, т.е. с серединой каменноугольного периода. Накопление вышележащего герцинского синколлизийного комплекса может быть пролонгировано по времени по крайней мере до кунгурского века нижней перми (275 млн. лет), а вполне возможно и до капитанского века (264 млн лет) верхней перми (гвадалупий). В то же время основной позднепермский осадочный комплекс, накопление которого должно быть синхронно внедрению постколлизийных гранитов (264-258 млн. лет) [13], может залегать уже выше границы верхнего несогласия, условно указанного нами как подошва мезозоя. При этом, нельзя исключать присутствия в основании этого самого молодого комплекса отложений верхов перми.

В целом же отметим, что трассирование поверхности предполагаемого предордовикского несогласия, так и вышележащих границ в палеозойском осадочном комплексе по профилю 3-АР не выявило наличие каких-либо амплитудных разрывных нарушений и наличия крупных рифей-кембрийских структур растяжения, предполагавшихся предшественниками (ФГНПП “Севморгео”, ООО «Сейсмо-Шельф»). В целом, осадочный разрез вовлечен в пологое складкообразование с некоторыми признаками конседиментационной деформации на различных уровнях. По всей

видимости, современный генеральный структурный стиль Северо-Карского региона (“платформенных” внутриплитных деформаций по [1]) был сформирован в карбоне–перми как результат горизонтальных напряжений коллизийного сжатия, исходившего из Таймырско-Североземельского орогена.

В заключении отметим, что проведенное нами бассейновое моделирование выявило большой нефте- и газогенерационный потенциал Северо-Карского региона. В результате переинтерпретации сейсмических данных, Северо-Карский бассейн представляется преимущественно газоносным в связи с высокой зрелостью предполагаемых ордовикско-силурийских нефтегазоматеринских отложений.

Сформулируем основные результаты нашей переинтерпретации сейсмических данных по Северо-Карскому региону.

1). По всей видимости, подошва ордовикского комплекса представляет собой региональное угловое несогласие и залегает значительно ниже (~ 3 км), чем это было предположено ранее. Исходя из этого, существенно возрастает и мощность всего палеозойского комплекса Северо-Карского бассейна.

2). Рифей-кембрийские комплексы не выполняют отдельные грабены, но смяты в складки более интенсивно, чем вышележащим комплексам (и отделены от них угловым несогласием компрессионной природы). Исходя из слабой выраженности предордовикского несогласия и относительно четкой стратификации доордовикских комплексов, следует предполагать докембрийский возраст фундамента Северо-Карского массива.

3). Каких-либо крупных структур растяжения (рифтовых бассейнов) в основании палеозойского чехла по имеющимся региональным сейсмическим данным не выявлено. Очевидно, что основные тектонические события, сформировавшие современный облик Северо-Карского бассейна относятся к позднебайкальской (первая фаза складкообразования), каледонской (молассовые отложения типа “Олд Ред”) и герцинской (последняя фаза складкообразования) орогении.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. ред.) Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2 500 000. Объяснительная записка. Институт литосферы РАН, 1998. 127 с.
2. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Москва: Научный мир, 2001. 606 с.
3. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // B.A. Vinning, S.C. Pickering, eds. Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference: Geological Society London. 2010. V. 7. P. 591-619, doi: 10.1144/0070591.
4. Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Иванов Г.И., Рослов Ю.В., Кузина Т.Н. Па-

леозойские отложения Карского шельфа и их нефтегенерационный потенциал (по материалам работ на опорных профилях) // Нефть и газ Арктики. Материалы международной научно-технической конференции, под ред. д.г.-м.н., проф. В.П. Гаврилова. М.: Интерконтакт Наука, 2007. С. 156-166.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы Т-45-47 (о. Октябрьской Революции) т Т-48-50 (о. Большевик). Объяснительная записка. СПб: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003. 213 с.+1 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, Таймыркомприродресурсы, ДГУП ЦАГРЭ ВСЕГЕИ).

6. Северная Земля. Геологическое строение и минералогия / под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. СПб.: ВНИИОкеанологии, 2000. 187 с.

7. Lorenz H., Mannik P., Gee D., Proskurnin V. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2008. V. 97. P. 519–547.

8. Nalivkin D.V. Geology of the USSR. Edinburgh, Oliver & Boyd, 1973. P.1-850.

9. Gee D., Bogolepova O. Evidence of Caledonian orogeny in the Silurian – Devonian successions of the Eastern Barents and Kara shelves // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins, Dartmouth (Nova Scotia, Canada, September 30-October 3, 2003), edited by: Robert A. Scott and Dennis K. Thurston. 2006. P. 4-13.

10. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: морфология, геометрия и кинематика. Отв. ред. Л.М.Парфенов. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.

11. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с. (Труды НИИГА; Т. 166).

12. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 1996. 202 с.

13. Верниковский В.А. Тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона и его геодинамическая эволюция // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.:ГЕОС, 2009. С. 90-94.

Based on marine seismic and onshore geology data we recognized three main unconformities within the North Kara shelf: Late Baikalian (Timanian), Caledonian and Herzinian. We believe that general structural pattern of the North Kara region was formed in Late Carboniferous-Early Permian time as a result of collision-related orogeny of Taimyr-Severnaya Zemlya domain.

**Гусев Е.А.<sup>1</sup>, Полякова Е.И.<sup>2</sup>, Ключевиткина Т.С.<sup>2</sup>,  
Аникина Н.Ю.<sup>3</sup>, Деревянко Л.Г.<sup>3</sup>, Степанова А.Ю.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru, <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; <sup>3</sup>Горнодобывающая компания «Миреко», Сыктывкар; <sup>4</sup>Палеонтологический институт РАН, Москва)

**Голоценовые осадки южной части Чукотского моря:  
результаты неглубокого бурения и донного пробоотбора**

**Gusev E.A.<sup>1</sup>, Polyakova E.I.<sup>2</sup>, Klyuvitkina T.S.<sup>2</sup>,  
Anikina N.Yu.<sup>3</sup>, Derevyanko L.G.<sup>3</sup>, Stepanova A.Yu.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Moscow State University, Russia; <sup>3</sup>Mireco mining company, Syktvykar, Russia; <sup>4</sup>Paleontological institute, Moscow, Russia)

**Holocene sediments in the southern part of Chukchi Sea: results  
of shallow drilling and sediment sampling**

В 2006 году в южной части российского сектора Чукотского моря с борта морского буксира «Шуя» были проведены геологосъемочные работы. Производилось донное опробование с помощью грунтовых трубок, а также пробурено 3 неглубоких скважины. Для радиоуглеродного датирования были отобраны фрагменты и детрит раковин двустворчатых моллюсков. Использовался радиоуглеродный метод путем ускорительной масс-спектрометрии (AMS C<sub>14</sub>). Для спорово-пыльцевого, микрофаунистического, диатомового анализов, а также для изучения водных палиноморф отбирались образцы навеской около 50 г. с интервалом 10-50 см. В данном сообщении обсуждается строение голоценовой части разреза осадочного чехла Чукотского шельфа.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о лесотундровых и тундровых условиях голоцена. Содержание остатков бентосных фораминифер свидетельствует о высокой биопродуктивности. Распределение по разрезу и видовой состав комплексов диатомовых, остракод и водных палиноморф свидетельствуют о постепенной смене пресноводных условий обстановками с нормальной соленостью.

История повышения уровня Чукотского моря в голоцене реконструируется на основе биостратиграфических анализов образцов морских осадков. Смена отложений, включающих пресноводные комплексы органических остатков, морскими – постепенна, по чему можно сделать вывод о медленном темпе трансгрессии. В раннем голоцене фиксируются значительные скорости осадконакопления для центральной части чукотского моря. Такой же быстрый темп осадконакопления отмечается для американского сектора Чукотского шельфа [1; 2]. Для района прибрежного мелководья у Чукотского полуострова фиксируются значительные скорости осадконакопления для позднего голоцена.

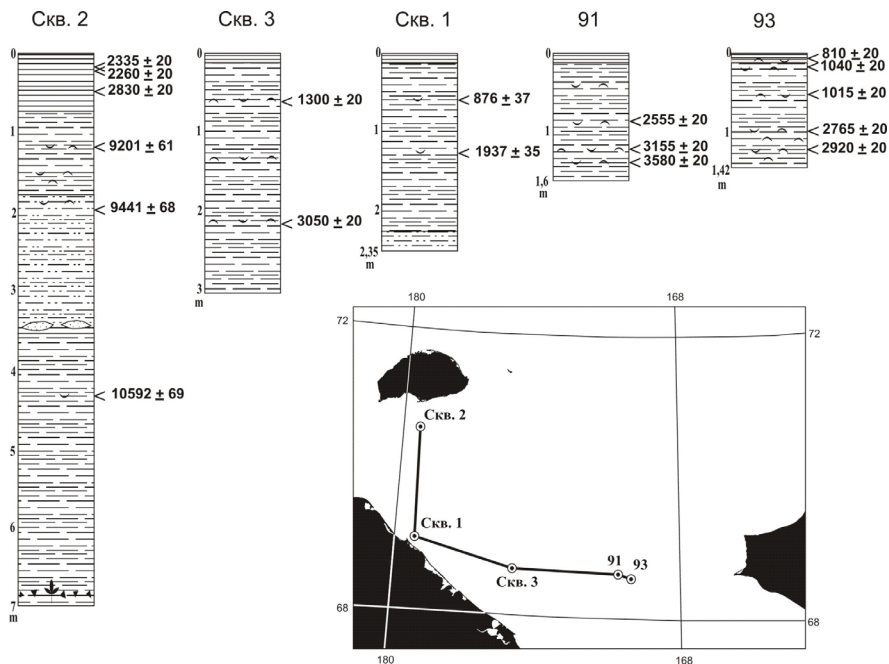


Рис. 1. Изученные колонки четвертичных отложений Чукотского моря с радиоуглеродными датировками.

Таким образом, для Чукотского шельфа характерны периоды адвекции тихоокеанских вод через Берингов пролив. Эти периоды и вызывали колебания биопродуктивности морских вод в голоцене.

*Работы по датированию органических остатков были частично профинансированы по Гранту Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских ВУЗах № 11.G34.31.0025.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hill J.C., Driscoll N.W., Brigham-Grette J., et al. New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum // Quaternary Research. Vol. 68, 2007, p. 271-279.
2. Hill J.C., Driscoll N.W. Iceberg discharge to the Chukchi shelf during the Younger Dryas. // Quaternary Research. Vol. 74, 2010, p. 57-62.

Geological studies carried out in 2006 onboard R/V "Shuya" included (a) bottom sampling by means of coring tube and (b) shallow drilling, which required using wireline device. Sediment cores were sampled with 10-50 cm intervals for biostratigraphic indicators - foraminifers, ostracodes, spores and pollen, diatoms.

**Друщиц В.А., Садчикова Т.А.**

(Геологический институт РАН, Москва, drouchits @ginras.ru)

## **Некоторые региональные закономерности размещения скоплений газогидратов в Арктике**

**Drouchits V.A., Sadchikova T.A.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

## **Some regional regularities of gashydrate distribution in the Arctic**

Появление в последние годы целого ряда работ, касающихся скоплений гидратов газа в морских и континентальных отложениях, позволяет предположить и обозначить некоторые закономерности в распространении этого типа углеводородов на арктическом шельфе. Получение прямых и косвенных данных о распространении нефте- и газосодержащих толщ в северных акваториях России позволяет прогнозировать наличие значительных скоплений клатратов газа на шельфе и континентальном склоне арктических морей. Данная работа нацелена на рассмотрение природных условий, сопутствующих зарождению и существованию газогидратов на шельфах. Термодинамические характеристики процесса их образования хорошо известны и подтверждаются расчетными, экспериментальными и каротажными данными.

На протяжении геологической истории развития полярных областей сформировались благоприятные условия для образования гидратов газа. Процесс существования газогидратов описывается криогенетической моделью, что предполагает образование их в континентальных условиях. Современные природные условия характеризуются тем, что обширные территории, ранее находившиеся в суровых перигляципальных или ледниковых условиях, ныне представляют собой шельф Северного Ледовитого океана. В осадках континентальной окраины этого океана обнаружены клатраты газа [1, 2, 3, 4, 5].

Обнаружены значительные скопления гидратов газа в полярных областях России, США и Канады. Известен целый ряд месторождений нефти, газа и газоконденсата, расположенный на мелководье и в относительной близости от берега в районах Печорского и Карского морей: Приразломное, Варандей-море, Медынское-море, Южно- и Северо-Долганское, Ямбургское, Бованенковское, Западно-Мессояхское, Восточно-Мессояхское и Мессояхское, часть из них характеризуется присутствием крупных скоплений гидратов газа. На побережье моря Бофорта открыты мощные скопления гидратов газа: площадь Эйлин, площадь Тарн (США) и дельта реки Макензи (Канада).

Изученные проявления газогидратов сосредоточены в областях водосборов рек различного масштаба, смежных с разведанными



месторождениями нефти и газа. Рассмотрение условий существования известных газогидратных образований, как континентальных, так и субмаринных, в полярных широтах позволяет проследить некоторые геологические закономерности, сопровождающие эти явления. Первое — это наличие мощных многолетнемерзлых пород, второе — присутствие пород с коллекторскими свойствами, далее — система тектонических нарушений, обеспечивающая возможность притока газа и флюидов. Обнаруженные скопления газогидратов в полярных областях расположены в пределах пассивных континентальных окраин. Области их распространения характеризуются стабильной тектонической обстановкой с хорошо развитой сетью нарушений, пронизывающей осадочный чехол вплоть до подошвы многолетнемерзлых пород и обеспечивающей достаточно бесперебойный приток флюидов к коллектору. Такие условия не выполняются в областях активного неотектонического этапа.

Анализ геологических разрезов, содержащих клатраты газов, позволяет заметить, что они, как правило, накапливаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежно-морских песчаниках, алевролитах, конгломератах и угольных толщах. Газогидраты имеют широкий стратиграфический диапазон размещения (табл.), который, главным образом, контролируется присутствием и мощностью многолетнемерзлых пород. Зона стабильности гидратов газа, обусловленная как геологическими, так и термобарическими параметрами, обладающая необходимыми и достаточными условиями для существования природного газа в клатратной форме, располагается на глубинах 130-2000 м на арктической континентальной окраине [5].

**Таблица.** Характеристики распространения скоплений гидратов газа

| Район                                                                                                                 | Возраст                                   | Глубина залегания<br>(м) |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------|
| Северная Аляска<br>(площадь Тарн и Эйлин)<br>[6]                                                                      | Поздний мел-кайнозой                      | 210-950                  |
| Канада, дельта р.<br>Маккензи [7]                                                                                     | Олигоцен                                  | 890-1100                 |
| Западная Сибирь,<br>(Западно-Мессояхская и<br>Восточно-Мессояхская<br>площади) [8]<br>Ямбургское<br>месторождение [1] | Турон<br><br>Ранний-средний<br>плейстоцен | 700-730<br><br>70-120    |
| Море Бофорта,<br>восточная часть[9]                                                                                   | Плиоцен-голоцен                           | 550-1450                 |

В полярных акваториях сохраняются реликтовые гидраты газа,

распространение которых прямым образом связано с распределением континентальных и субаквальных многолетнемерзлых пород. Породы эти по данным бурения имеют различную мощность (максимум 500-600 м), залегают на различной глубине от дна моря. В береговой зоне многолетнемерзлые породы могут представлять собой сплошной покров переменной мощности [10] или иметь спорадическое распространение [11]. Существует также множество предположений и расчетов о распространении этих пород на акватории полярных шельфов. Представляется логичным, что гидраты газа имеют массу ограничений по распространению, помимо своей привязанности к многолетнемерзлым породам. С помощью моделирования установлено [9, 12], что проявления клатратов газа не сохраняются в районах подводных долин, продолжающих на шельфе крупные реки (палеодолины Лены, Яны, Индигирки), в местах затопленных крупных озер, рифтах. В тоже время наблюдается отсутствие сквозных таликов, за счет которых могли бы разрушаться гидраты газа, в районах распространения палеодолин относительно не крупных рек: Хатанга, Оленек, Хрома, Омолой [10].

Исследования эмиссии газов на акватории полярных российских шельфов [13, 14, 15] показали, что здесь происходят значительные выбросы газа на границе осадок вода. Четкие, зафиксированные с помощью геофизических исследований, выходы газов в водную толщу обнаружены в районе береговой зоны Печорского и Карского морей. Распределение углеводородных газов в верхнем слое донных осадков морей Восточной Арктики показывает приуроченность высоких концентраций к таким структурным формам как Усть-Ленский грабен, Западно-Лаптевский прогиб. Выделены районы с повышенными концентрациями метана: северо-восточная часть авандельты Лены с максимумом в заливе Буор-Хая, пролив Дм. Лаптева, западная и юго-восточная часть о. Большой Ляховский, авандельта р. Индигирки, южная оконечность о. Бельковский, южная оконечность о. Новая Сибирь. Наблюдались выбросы метана при бурении в проливах Санникова, Благовещенском и в заливе Геденштрёма. В Чукотском море повышенные концентрации располагаются во впадине Хоуп, на северном крыле Южно-Чукотского прогиба и в пределах Врангелевско-Геральдской гряды. Указанные выше данные не находятся в противоречии с ранее приведенными ограничениями о распространении гидратов газа на шельфе. Одно из объяснений этой наблюдаемой с помощью непосредственных измерений картины распространения эманации природного газа на арктическом шельфе — выход на поверхность дна метана из разрушенных клатратов.

Следует также отметить, что система циркуляции водных масс оказывает значительное влияние на распространение и мощность многолетнемерзлых пород. В этой позиции наибольшее распространение и большие мощности многолетнемерзлых пород должны ожидать в море

Лаптевых и Восточно-Сибирском море и в восточной части моря Бофорта. Это согласуется с данными по распространению субаквальной мерзлоты. Ярким примером этого является Чукотское море в области распространения вод Берингова моря.

Сравнительный анализ карт перспектив нефтегазоносности, карт условий газогидратоносности и потенциально газогидратоносных акваторий, карт субмаринной криолитозы и тектонических карт Атласа «Геология и полезные ископаемые шельфов России» [16] позволяет выделить наиболее перспективные районы для распространения скоплений гидратов газа. С большой долей вероятности к перспективным относительно гидратов газа можно отнести область шельфа, к северо-востоку от Новосибирских островов, взморье междуречья Индигирки и Колымы, Хатангский залив, шельф к западу от п-ова Таймыр. Западная часть моря Лаптевых, вероятно, не может являться областью перспективной для крупных скоплений гидратов. Эта акватория характеризуется очень активной современной тектоникой, что может препятствовать сохранению скоплений гидратов газа.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский хим. ж. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 80-90.
2. Егоров А.В. Основные закономерности формирования газогидратных скоплений в акваториях // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии. Т. II. М.: 1999. С. 6-7.
3. Запивалов Н.П. Нефтегазоносность акваторий мира. Учебное пособие/ Новосибир. Гос. Ун-т. Новосибирск, 2009. 260 с.
4. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Палеогеография проявлений каустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. В. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 147-160.
5. Collett T.S., Kuuskraa V.A. Hydrates contain vast store of world gas resources // Oil and Gas Journal. 1999. May 11. V. 96. № 19. P. 90-96.
6. Lorenson Th., Collett T., Whiticar M. Origin of hydrocarbon gases in gas hydrates from Alaska, USA // Proceedings of the fifth International Conference on gas hydrates. June 12-16. Thronheim. 2005. V. 1. P. 371-378.
7. Uchida T., Dallimore S., Mikami. J. Occurrences of natural gas hydrates beneath permafrost zone in Mackenzie delta: visual and X-ray imaginary // Annals of the New York Academy of Sciences. 2000. V. 912. P. 1021-1033.
8. Агалаков С.Е. Газовые гидраты в туронских отложениях на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1997. № 3.
9. Majorowicz J.A., Hanningen P.K. Natural gas hydrates in the offshore Beafort-Mackezie Basin – study of feasible energy source II // Natural Resources Research. 2000. V. 9. № 3. P. 201-214.

10. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2003. № 4. С. 51-56.
11. Sellmann P. V., Chamberlain E.J. Permafrost Beneath the Beaufort Sea: Near Prudhoe Bay, Alaska // Journal of Energy Resources Technology. V. 102. Is. 1. P. 35-49.
12. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др., Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Из-во Моск. Ун-та, 2009. С. 292-319.
13. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России / СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 286.
14. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А. Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. 2001. С. 40-51.
15. Шахова Н.Е., Сергиенко, В.И., Семилетов И.П. Вклад восточно-сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестник РАН. 2009. Т. 79. № 6. С. 507-518.
16. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / Гл. редактор Алексеев М.Н. М.: Научный Мир, 2004. 96 л.

The geological control of the gas hydrate formation and conservation on the arctic continental margin has been examined. Afterwards the most perspective areas for existence of relict cryogenic gas hydrates in recent environments were determined.

**Дударев О.В.<sup>1</sup>, Чаркин А.Н.<sup>1</sup>, Крухмалев А.В.<sup>1</sup>, Семилетов И.П.<sup>1,2</sup>, Gustafsson Ö.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, [dudarev@poi.dvo.ru](mailto:dudarev@poi.dvo.ru),

<sup>(2)</sup>Международный Арктический научный центр, Университет Аляска-Фэрбанкс, США, <sup>(3)</sup>Департамент Естествознания, Стокгольмский Университет, Швеция)

**Оценка потоков терригенного материала через барьерные зоны геосистемы «суша-шельф» Восточной Арктики**  
**Dudarev O.<sup>1</sup>, Charkin A.<sup>1</sup>, Krukhmalev A.<sup>1</sup>, Semiletov I.<sup>1,2</sup>, Gustafsson Ö.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Pacific Oceanological Institute, POI, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia,

<sup>(2)</sup>International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, USA, <sup>(3)</sup>Department of Applied Environmental Science (ITM), Stockholm University, Sweden)

**Evaluation of terrigenous flows across the barrier zone of the East Arctic “land-shelf” system**

Одним из направлений многолетних исследований научного союза Учреждения Российской академии наук Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Международного Арктического научного центра университета Аляска-Фэрбанкс и Департамента Естествознания Стокгольмского университета являлась оценка масштабов трансформации потоков терригенного материала в пограничных барьерных зонах геосистемы «суша-шельф».

В течение двух летних месяцев (июня-июля), когда побережье Восточно-Арктических морей еще блокировано льдами, в дельты их рек (Лены, Яны, Индигирки, Колымы) поставляется примерно 90% годового объема взвеси (ВМ) или ~21.5 млн.т. Примерно  $\frac{3}{4}$  из этого количества (~16 млн.т) выводится из водной миграции перед кромкой разрушающегося ледового припая, в узкой вдольбереговой зоне.

В августе авандельты и прилегающие к ним морские акватории полностью освобождаются от припая. Из объема поступления речной ВМ за август-сентябрь ~2 млн.т, биогеохимическими барьерами систем «река Лена - море Лаптевых», «река Яна – море Лаптевых», «река Индигирка – Восточно-Сибирское море» и «река Колыма – Восточно-Сибирское море», задерживается ~1.8 млн. т терригенного материала.

Таким образом, из среднегодового объема 23.5 млн. т речной ВМ ~17.8 млн. (76%) могут выводиться из транзита при пересечении природных барьеров, ведущая роль среди которых принадлежит кромке припайного льда. В шельфовые воды может транспортироваться ~5.7 млн. т речной ВМ (24%).

Аномальная по объемам седиментация речной ВМ в узкой береговой зоне не вызывает существенной аккреции осадочного слоя на данном

участке по следующим причинам:

- являясь сильно обводненными и дисперсными, «молодые» осадки находятся в физическом состоянии «жидкого ила». Поэтому они легко ремобилизуются при гидродинамическом воздействии и относительно быстро (в течение шторма) выносятся от побережья;

- часть «молодых» осадков в конце июля-августе мобилизуется и удаляется в море припайными льдами.

Оценить объемы мобилизации осадочного материала подошвой припайных льдов можно на основе результатов натурных экспериментов в авандельте реки Амур, близкой по литологическому составу осадков и толщине льда к авандельтам рек морей Восточно-Арктического бассейна. При среднем содержании тонкозернистого осадочного материала 6 кг в метре кубическом подошвы льда, со дна авандельты р. Амур ежегодно может захватываться и выноситься на прилегающие шельфы Охотского и Японского морей ~29 млн. т осадочного материала. Данный объем сопоставим с величиной годового твердого стока р. Амур [1, 2].

*This work was supported by the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, IARC of the University of Alaska Fairbanks, by the Cooperative Institute for Arctic Research through the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Cooperative Agreement NA17RJ1224; the U.S. National Science Foundation (Nos. OPP-0327664, OPP-0230455, ARC-1023281, ARC-0909546); the NOAA Office of Oceanic and Atmospheric Research (OAR) Climate Program Office (NA08OAR4600758); the Knut and Alice Wallenberg Foundation and from the Swedish Polar Research Secretariat and the Arctic Co-Op Program of the Nordic Council of Ministers (331080-70219), by the Russian Foundation for Basic Research (Nos. 07-05-64819, 08-05-00184, 08-05-00191, 10-05-00996, 11-05-00781, 11-05-12021, 11-05-12027, 11-05-12028, 11-05-12032).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П., Колесов Г.М. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеанская геология. Т. 19. № 3. 2000. С. 30-43.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П., Крухмалев А.В. Пространственно-временная изменчивость изотопного состава органического углерода взвеси в нижнем течении и эстуарии реки Амур // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 822-830.

In the "land-shelf" Eastern Arctic seas two types of seasonal natural barriers are - cryogenic (as the edge of fast ice) and classical biochemical interaction regions of river - sea water.

**Иванов Г.И.<sup>1</sup>, Гончаров А.В.<sup>2</sup> Абля Э.А.<sup>3</sup>, Крылов А.А.<sup>4</sup>,  
Курилов П.И.<sup>5</sup>, Абалмасова А.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, [gennady@sevmorgeo.com](mailto:gennady@sevmorgeo.com); <sup>2</sup>ООО «СБНЭ-2», Санкт-Петербург; <sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; <sup>4</sup>ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; <sup>5</sup>ГНЦ «Южморгеология», Геленджик; <sup>6</sup>W.L. Gore & Associates GmbH)

**Инновационные технологии комплексных геохимических исследований по оценке перспектив нефтегазоносности арктического шельфа России**

**Ivanov G.I.<sup>1</sup>, Goncharov A.V.<sup>2</sup>, Ablya E.A.<sup>3</sup>, Krylov A.A.<sup>4</sup>,  
Kurilov P.I.<sup>5</sup>, Abalmasova A.<sup>6</sup>**

(<sup>1</sup>Sevmorgeo SC, St. Petersburg; <sup>2</sup>SBIE-2 Ltd, St. Petersburg; <sup>3</sup>Moscow State University; <sup>4</sup>VNIIO, St. Petersburg; <sup>5</sup>SSC Yuzhmorgeologia, Gelendjik; <sup>6</sup>W.L. Gore & Associates GmbH)

**Innovative technology of multidisciplinary geochemical study for evaluation of oil and gas prospects of Arctic shelf of Russia**

Согласно существующих представлений, субвертикальная миграция УВ-газов из залежи к поверхности приводит к образованию аномальных содержаний метана и его гомологов, которые могут являться "прямыми" признаками нефтегазоносности недр. Эти аномалии сформированы, в первую очередь, высокими надфоновыми концентрациями УВ газов, в т.ч., метана с повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода, гомологов метана, в ряде случаев, повышенным содержанием масляной фракции в составе битумоидов, полями повышенной численности углеводородокисляющих микроорганизмов, нередко высоким содержанием сульфидов железа и меди и т.д. [1].

Периферийная часть аномалии характеризуется повышенными концентрациями двуокиси углерода и водорода. Различные сочетания гелия, метана являются характерными признаками проявления в газовых полях донных осадков флюидопроводящих зон разрывных нарушений. Все это определяет принципиальную возможность зонального прогноза залежей УВ по результатам геохимической съемки придонного горизонта воды и донных осадков [2-3].

В ФГУНПП «Севморгео» совместно с ООО «СБНЭ-2» разработана комплексная инновационная технология позволяющая, выполнять зональный прогноз нефтегазоносности участков акваторий и уточнять их структурно-тектоническое строение [4]. В состав технологии входят следующие методы исследований: газогеохимический, битуминологический, ртутнометрический, гидрохимический, микробиологический, литолого-минералогический. Для корректировки местоположения станций пробоотбора используются результаты высокочастотной геоакустики. Разработанная технология отлича-

ется новыми инновационными элементами. К таковым, в первую очередь следует отнести применение вакуумного дезинтегратора, для извлечения пробы газа, извлечение и определение индикаторной (ореольной) формы ртути и оригинальные методики статистической обработки и интерпретации разнородной геолого-геохимической и геофизической информации, на основе разработанной системы критериев, в том числе интегральных для зонального и локального прогноза нефтегазоносности шельфа. Так использование только вакуумного дезинтегратора при дегазации проб донных осадков, обеспечивающего более глубокое извлечение газовой фазы (по метану в 2-4 раза, по газообразным гомологам метана в 7-19 раз, по гелию в 2-3 раза), что существенно повышает качество аналитического материала, позволяет устранить искажения в природных соотношениях газовых компонентов, возникающие из-за неполной дегазации проб донных осадков при иных способах извлечения газовой фазы, и, тем самым в конечном итоге, значительно повышает достоверность результатов.

В ходе использования данной технологии решаются следующие задачи: фиксация прямых признаков нефтегазоносности недр в донных отложениях; дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности структур второго порядка на шельфе; выявление зон нефтегазоаккумуляции и крупных локальных объектов, перспективных в нефтегазопроисловом отношении; уточнение элементов тектонического строения на основе выявления флюидопроводящих зон осадочного чехла и фундамента (в т.ч. флюидопроводящих участков разрывных нарушений, литологических «окон» и т.п.);

Данная технология экономичный и экологически безопасный вид морских исследований – элемент рационального комплекса морских ГРП для решения задач повышения эффективности нефтепоисковых работ и уточнения структурно-тектонического плана шельфовых зон.

Одной из главных отличительных особенностей применяемой технологии является возможность производства работ в области предельного мелководья транзитной зоны с глубинами моря 0,0-10,м и объектах озерно-речной сети побережий. Технология была опробована при проведении работ на опорных профилях [4]: 4-АР (Карское и Беренцево моря), 5-АР (Восточно-Сибирское море) и 1-ОМ и 2ДВ (Охотское море)

Наиболее полно данная технология реализована на акватории Гыданской и Юрацкой губ [5] (рис. 1).

Похожая технология была использована ВНИИОкеангеология при работах во Вьетнаме. Отличительной особенностью являлось применение новейшего сверхзвукового эжектора СУОК-ДГ (патент RU(11) 78 333(13) U1). В данной установке происходит экстракция как свободной (содержащейся в поровой воде), так и сорбированной фракций газа донных осадков с помощью сверхзвукового эжектора. Динамический принцип извлечения газов, реализуемый в данной установке, основан на распылении воды или водной суспензии, до субмикронного уровня с одновременным созданием высокого



разрежения в зоне распыления. В контуре размыва проба донных осадков размывается под давлением предварительно дегазированной водой, что позволяет перевести газы в водную среду и осуществить дегазацию образца. Объем газа, получаемого из 200 мл донных осадков, достигает 7-25 мл в зависимости от газонасыщенности. Время, затрачиваемое на полный цикл дегазации пробы, составляет в среднем 12 мин.

Работы, выполняемые в МГУ им. Ломоносова, характеризуются более глубоким изучением органического вещества и, в первую очередь, исследованием содержания углеводородных биомаркеров (н-алканы, изопреноиды, цикланы, арены (полиароматические углеводороды). Наиболее полно данный вид исследований выполнен на абхазском шельфе Черного моря. Аналогичные работы выполняются в лаборатории органической геохимии ВНИИОкеангеология [6].

Интересны работы, проводимые ГНЦ «Южморгеология», по непрерывному газовому профилированию по воде. Аппаратурно-программный комплекс непрерывного профилирования углеводородных газов на шельфе – МУСТАНГ, предназначен для непрерывного газового профилирования воды при поисках нефтяных и газовых месторождений под дном акваторий, определения фонового содержания углеводородных компонентов на акватории, определения площади и уровня загрязнения при разливе нефтепродуктов. Преимуществом является экспрессность метода, возможность совмещения с любыми видами геологических и геофизических исследований. Технология апробирована на Черном и Азовском морях, а также на северном Каспии.

Не менее интересна технология компании В.Л. Гор и Партнеры ГмбХ– *«Расширенное геохимическое моделирование»*, которая дает возможность с высокой точностью определять наличие углеводородных залежей на глубинах до 5000 м [7].

Данная технология геохимического анализа использует модуль GORE® (запатентованное устройство пассивного аккумуляирования (адсорбирования) газовой фазы), сверхсовременный химический анализ, который позволяет определить содержание многих органических соединений в диапазоне от C2 до C20 в количестве нанограмм и с помощью комплекса статистических методов на основе с технологии распознавания геохимических образов закартировать залежи углеводородов и определить их фазовый состав. Пробоотборник сконструирован таким образом, чтобы обеспечить максимальную адсорбцию газа при его инсталляции в различные вещественно-генетические типы донных осадков, при разнообразных инженерно-геологических и природно-климатических условиях.

15-летний опыт работ по всему миру показал, что точность прогнозирования наличия нефтегазоносных систем составляет 93%, а 89% их отсутствие. Данная технология является высокоэффективным прямым

методом поиска залежей углеводородов и должна быть использована на: 1) региональном этапе 2) поисково-разведочном этапе, для разбраковки структур по перспективности и выделения под поисково-разведочное бурение 3) стадии разработки для оконтуривания залежей и выявления участков, пропущенных добычей.

В России данная технология была использована компаниями ОАО «Татнефть», ОАО «АНК «Башнефть», ООО «Новатек-Таркосаленефтегаз», Лукойл Западная Сибирь, Новатек - ООО "ЯРГЕО", ОАО «Пурнефтегаз», ЗАО «Ванкорнефть» и другие [7].

Новый этап активизации геохимических работ по прямым поискам залежей нефти и газа является отражением развития фундаментальной науки как в области разработки аналитических методов диагностики, так и разработки новых материалов (мембранных фильтров, различных типов сорбентов и т.д.). Ведущие нефтегазовые компании России (Роснефть, Газфлот, Новатэк и другие) начинают внедрять геохимические методы в пределах своих лицензионных участков для определения наличия или отсутствия залежей. Но тем не менее, для региональных работ данные технологии пока не нашли широкого применения. Представляется крайне важным, вновь включить геохимические работы как неотъемлемую часть геолого-разведочных работ на всех стадиях, начиная с региональной и поисково-оценочной. Особенно актуально использование данной технологии для российского арктического шельфа, и в первую очередь его мелководной зоны. Изученность акваторий восточно-арктических морей крайне низка, поэтому проведение геохимических работ на региональном этапе резко повысит эффективность ГРП и ускорит процесс освоения арктического шельфа.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

14. Гончаров А.В. и др. Многоцелевые геохимические исследования для решения нефтегазопроисловых и экологических задач // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз поиск и разведка и освоение месторождений. ВНИГРИ, СПб. 1999. Т. 1. С. 123-134
15. Гончаров А.В., Горбенко Е.И. Многоцелевая донная геохимическая съемка в транзитных зонах и на обводненных побережьях морей России // Сб. докладов международной научно-практической конференции. «Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазовой промышленности». СПб, ВНИГРИ, 2004. С. 176-181.
16. Гончаров А.В., Максим А.Н. Методика, объекты и результаты морских геохимических исследований в транзитной зоне Тимано-Печорской НГП // Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России». ВНИГРИ, СПб.: Недра, 2004. С. 192-197.
17. Иванов Г.И., Гончаров А.В., Прасолов Э.М. и др. Региональные газогеохимические работы на арктических геотраверсах // Труды 9-й Международ-

ной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009. Т. 2. С. 299-304.

18. Иванов Г.И. Комплексная геохимическая съемка для зонального прогноза нефтегазоносности Гыданской и Юрацкой губ (Карское море) // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 946–950.

19. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В., Литвиненко И.В., Коновалов Д.А. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределение, природа, источники // Геохимия. 2010. № 2. С. 1–13.

20. Harrington P.A., Ponomarev V., Abalmasova A. Defining Phase Specific Hydrocarbon Subsurface Reservoirs in the West Siberian Basin Using Amplified Geochemical Imaging // Abstracts of 3P Arctic – The Polar Petroleum Potential conference, Moscow, 2009. P. 28-29 (629763).

In SC SEVMORGEО together with ООО “SBNE” was founded the innovative technology allowing is developed not only to give the zone forecast oil-and-gas-bearing capacity of shelf areas and a substantiation of directions of the further prospecting works. A basic element of the given technology is the complex geochemical method including performance gas-geochemical (including isotope  $^{13}\text{C}$ ), mercury measuring and bitumens researches in a combination to accompanying microbiological and lithological-mineralogical works.

Approbation and development of a method were spent on productive and perspective areas Barents, Kara, East-Siberian and Okhotsk Seas, including trans regional transacts-AR-4, AR 5, 1-DV, 1 OM, and shallow water zone-Gydanskaya and Yuratskaya Bays.

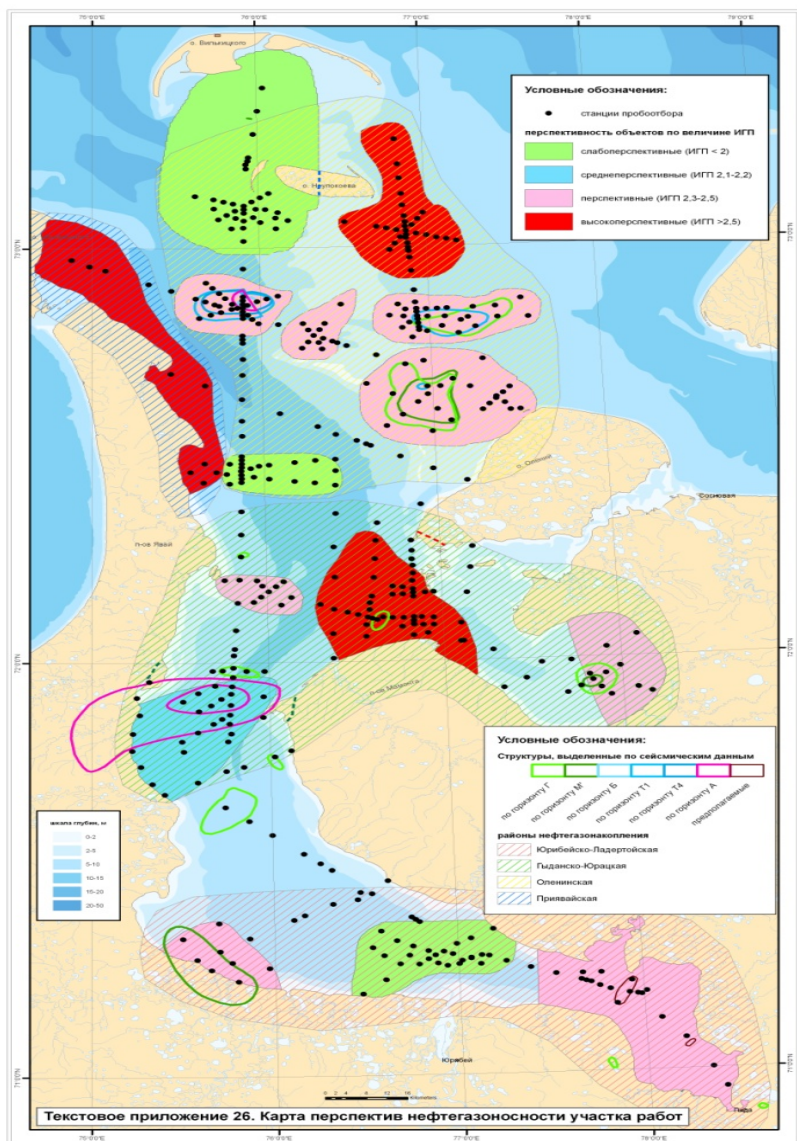


Рис. 1. Карта перспектив нефтегазоносности Гыданской губы по материалам геохимических работ

**Козлов С.А.**

(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, kozlov@vniio.ru)

## **Особенности плейстоценовых отложений Баренцева и Карского морей как оснований инженерных сооружений**

**Kozlov S.A.**

(VNIIOkeangeologia, St. Petersburg)

## **The Pleistocene sediments of the Barents and Kara seas as bases of engineering constructions**

Инженерно-геологические условия строительства нефтегазодобывающих сооружений на дне Карского и Баренцева морей в основном определяются параметрами плейстоценовых отложений, залегающих непосредственно под 2-8 метровым слоем голоценовых слабых осадков (которые заведомо не могут рассматриваться в качестве основания для инженерных сооружений).

Основные особенности физико-механических свойств новейших отложений (глины, суглинки, супеси), имеющих среднюю мощность по шельфу около 10-50 м, часто связаны с неоднократным промерзанием этой толщи на протяжении позднего кайнозоя. На участках, приуроченных преимущественно к юго-восточной и восточной частям Баренцева и к Карскому морю, наиболее распространённые здесь плейстоценовые глины и, в меньшей степени, суглинки, в связи с позднеплейстоценовым криогенным разуплотнением и связанным с ним переходом большей части связанной воды в свободное состояние, как правило, не переходят в основной этап диагенеза и сохраняют физико-механические свойства, близкие к свойствам илов. При этом большее количество песчаной фракции в подвергавшемся промерзанию отложении смягчает деструктивное воздействие криогенеза, повышая структурообразующую роль грубых фракций, с повышением угла внутреннего трения. Также малоблагоприятными в инженерно-геологическом отношении свойствами характеризуется доголоценовая толща новейших отложений на мелководье у берегового уреза, послынное чередование физико-механических свойств которых носит сложный ритмический характер, контролируемый геодинамическими, палеогеографическими и криогенными факторами.

По отношению к криогенезу можно выделить (см. таблицу) три основные разновидности новейших отложений (в первую очередь – глин), образовавшихся: 1) при отсутствии четвертичного промерзания (в основном, в западной части Баренцева моря); 2) при промерзании в плейстоцене и оттаивании в голоцене (в первую очередь – в юго-западной и восточной зонах Баренцево-Карского шельфа); 3) при современном сохранении реликтового промерзания (широкое распространение на западе региона и практически сплошное – на востоке). В первом случае диагенез проходит по «классической»

схеме фильтрационной консолидации с образованием относительно прочных глинистых и суглинистых толщ с близкими коагуляционными контактами. Во втором случае глины по своим физико-механическим свойствам близки к находящимся на раннем этапе диагенеза глинистым и суглинистым илам с дальними коагуляционными контактами, обладают минимальной несущей способностью. Третья разновидность представлена наиболее прочными (многолетнемёрзлыми) породами, твёрдомёрзлой и пластичномёрзлой консистенции. Эти же грунты одновременно являются и наименее устойчивыми (при деградации мерзлоты).

**Таблица.** Характерные разновидности плейстоценовых грунтов Баренцево-Карского региона

| Тип грунта                      | Факторы криогенеза     | Преобладающий характер структурных связей | Физико-механические свойства (усреднённые значения)* |                            |                         |                |
|---------------------------------|------------------------|-------------------------------------------|------------------------------------------------------|----------------------------|-------------------------|----------------|
|                                 |                        |                                           | W, %                                                 | $\rho$ , г/см <sup>3</sup> | с, кПа                  | $\phi$ , град. |
| Глина mQ <sub>III</sub>         | отсутствие промерзания | ближние коагуляционные                    | 37-40                                                | 1.77                       | 15-20                   | 8-15           |
|                                 | криогенная деструкция  | дальние коагуляционные                    | 42-44                                                | 1.82                       | 2-8                     | 3-12           |
|                                 | реликтовое промерзание | кристаллизационные                        | -                                                    | -                          | $\sigma_{сж} > 1.5$ МПа |                |
| Суглинок m, gmQ <sub>III</sub>  | отсутствие промерзания | ближние коагуляционные                    | 28-30                                                | 1.97                       | 14-16                   | 4-8            |
|                                 | криогенные изменения   | ближние (?) коагуляционные                | 30-32                                                | 1.92                       | 17-19                   | 15-20          |
|                                 | реликтовое промерзание | кристаллизационные                        | -                                                    | -                          | $\sigma_{сж} > 3.5$ МПа |                |
| Супесь m, gmQ <sub>III</sub>    | слабо выражены         | механические                              | 24-28                                                | 2.00                       | 4-16                    | 20-30          |
|                                 | реликтовое промерзание | кристаллизационные                        | -                                                    | -                          | $\sigma_{сж} > 5.5$ МПа |                |
| Глина m, gmQ <sub>E-II</sub>    | мало изучены           | ближние коагуляционные                    | 33-44                                                | 1.85                       | 9-19                    | 3-10           |
|                                 | реликтовое промерзание | кристаллизационные                        | -                                                    | -                          | $\sigma_{сж} > 1.5$ МПа |                |
| Суглинок m, gmQ <sub>E-II</sub> | мало изучены           | ближние коагуляционные                    | 20-28                                                | 2.04                       | 39-72                   | 13-23          |
|                                 | реликтовое промерзание | кристаллизационные                        | -                                                    | -                          | $\sigma_{сж} > 3.5$ МПа |                |

\*Примечание:  $\sigma_{сж}$  - предел прочности на сжатие, МПа (приведены прогнозные значения); W, % - влажность грунта;  $\rho$ , г/см<sup>3</sup> – плотность влажного грунта; с, кПа – удельное сцепление;  $\phi$ , град. – угол внутреннего трения.

Наиболее сложным в инженерно-геологическом отношении представляется весьма распространённый в регионе разрез, где многометровые толщи

голоценовых илов подстилаются мощными (десятки метров) толщами глин (или ослабленных суглинков), испытавших позднеплейстоценовое криогенное разуплотнение (или промёрзших). В этом случае зона развития слабых текучих (или крайне неустойчивых в случае с мерзлотой) грунтов с минимальной несущей способностью распространяется на несколько десятков метров по вертикали.

К числу районов распространения таких слабых грунтов, непригодных для строительства, приурочена, в частности, относительно мелководная (48-180 м) *Южно-Карская синеклиза* (мощность текучих грунтов до 20-40 м). Здесь второй сверху комплекс (под илами мощностью от 2-5 до 10 м и более) - комплекс плейстоценовых мягких грунтов – отличается сложным строением и разнообразием физико-механических свойств, связанным с наложением криогенных факторов.

Для верхнеплейстоценового инженерно-геологического подкомплекса характерно чередование глинисто-суглинистых толщ с относительно редкими прослоями преимущественно песчаного состава (толщиной от нескольких десятков сантиметров до первых метров). Средняя мощность подкомплекса составляет около 10 м, на Ленинградской площади - больше, может достигать 20-40 м, на Русановской – 0-10 м. На участках преобладания глинистых толщ можно прогнозировать весьма низкие прочностные свойства грунтов, что вызвано криогенной деструкцией; такие плейстоценовые «глины» (плотность 1,52-2,07 г/см<sup>3</sup>, удельное сцепление менее 8 кПа, угол внутреннего трения близок к нулю) весьма схожи по физико-механическим свойствам с вышележащими текучими илами (1,58-1,99 г/см<sup>3</sup>; менее 5 кПа, ноль) и определённо не могут служить надёжным основанием нефтегазопромысловых сооружений. Суглинистые и супесчаные разности более прочны за счёт угла внутреннего трения. В наибольшей степени уплотнены массивные мореноподобные толщи и ленточнослоистые суглинки нижней части разреза. Кроме того, следует учитывать присутствие в рамках подкомплекса реликтовых многолетнемёрзлых пород островного распространения (мощностью до нескольких десятков метров).

Эоплейстоцен-среднеплейстоценовый подкомплекс (включающий два сейсмостратиграфических комплекса) сложен преимущественно глинами, реже встречаются суглинки; в подошве находится песчаный слой (мощностью около 1 м). Общая мощность подкомплекса обычно составляет десятки метров, достигая значений свыше 100 м на Русановской площади. Содержание глинистых частиц составляет в среднем 36%, пылеватых 39%, песчаных – 25%; наиболее песчаная - нижняя часть разреза. В целом гравитационное уплотнение выражено довольно слабо, однако достаточно для того, чтобы перейти в основной этап диагенеза, преодолев возможную криогенную деструкцию. Во многих случаях верхние глинистые толщи подкомплекса, особенно - находящиеся близко к донной поверхности,

могут, по аналогии с верхнелепесточными глинами, обладать свойствами илов.

Ещё один пример связан с Баренцевым морем. На *Северо-Печорской возвышенности* (глубина моря 40-260 м) комплекс лепесточных мягких грунтов характеризуется разнообразными по дисперсному составу преимущественно немёрзлыми (как правило, оттаявшими) глинистыми грунтами, залегающими под слабыми текучими илами (мощностью 1-4, реже – до 10 м).

Для верхнелепесточного подкомплекса характерно чередование глинистых, суглинистых и супесчаных толщ. Контакты между слоями в основном плавные (постепенные). Средняя мощность подкомплекса составляет, как правило, 5-10 м, в некоторых случаях может достигать 40-70 м и более. На участках преобладания глинистых толщ можно прогнозировать широкий диапазон прочностных свойств грунтов, что вызвано большим или меньшим влиянием криогенной деструкции. Суглинки и супеси более прочны.

Олепесточ-среднелепесточный подкомплекс (включающий два сеймостратиграфических комплекса) средней мощностью 20-40 м сложен глинами и суглинками, на некоторых участках выклинивается. Глины в верхней части разреза могут быть относительно малопрочными.

В обоих примерах наблюдается сложное чередование в большей или меньшей степени текучих, часто – мёрзлых, лепесточных отложений, определяющее ненадёжный характер грунтового основания на десятки метров от поверхности дна. Такая модель основания – скорее правило для Баренцево-Карского шельфа, чем исключение.

Инженерно-геологические условия Карского и Баренцева морей серьёзно осложнены распространением многолетнемёрзлых (ММП) и газосодержащих грунтов. На дне широко развиты морозные породы, насыщенные криопегами и один-два, а возможно и три горизонта многолетнемёрзлых пород, а также, в меньшей степени, льды. На основе научного прогноза можно сделать вывод о субаквальном продолжении береговых областей сплошного и прерывистого распространения ММП при постепенном переходе по мере удаления от берегов, сложенных мощной толщей рыхлых отложений, к областям островного и редкоостровного развития ММП, что принципиально не расходится с представлениями других исследователей, придерживающихся концепции позднелепесточного формирования основной массы реликтовой мерзлоты.

Серьёзные проблемы при проектировании и строительстве буровых платформ в юго-восточной части Баренцева моря (Печорское море) и на Карском море связаны с подмерзлотными ловушками приповерхностного газа, приуроченными к площадями распространения многолетнемёрзлых пород. К числу реальных опасностей, связанных с околоповерхностным



газом, следует отнести:

1. Избыточное количество газа в самых поверхностных (в том числе – надмерзлотных) песчаных грунтах, которое определяет их плавунные свойства и несущую способность, близкую к нулю. Кроме того, такие плавунны создают пробки при бурении скважин.

2. Широкое развитие подмерзлотных газосодержащих зон с аномально высоким пластовым давлением (Печорское море, юго-западная часть Карского моря), которое определяет (при деградации мерзлоты, изменении термобарических условий, сейсмической активности, техногенных воздействиях и др.) образование гидролакколитов, катастрофические труднопредсказуемые прорывы масс свободного газа в водную среду и на дневную поверхность, выбросы водно-газовых смесей в скважинах (с высотой фонтана от устья скважины до 10 м).

3. Прорывы газа в глубоководных районах, свободных от мерзлоты, из под ослабленных глубинных и транзитных глинисто-суглинистых покрышек с образованием в мягких поверхностных грунтах покмарок диаметром до нескольких десятков метров и глубиной до 5-6 м. Кроме того, нельзя исключать негативного воздействия на основания сооружений субмаринных газовых гидратов при их деградации, для образования которых на определённых поддонных глубинах существуют благоприятные термобарические условия.

В процессе изучения инженерно-геологических условий строительства нефтегазопромысловых сооружений в Карском и Баренцевом морях должны учитываться, прежде всего, особенности взаимодействия плейстоценовой геологической среды и инженерных сооружений, особенно тщательно - при отрицательных температурах донных отложений и придонных вод. В большей части указанной акватории (кроме некоторых участков в западной части Баренцева моря) строительство гравитационных платформ для добычи углеводородов представляет серьёзную проблему.

From positions of engineering geology the features of structure and physico-mechanical properties of Pleistocene sediments of the Barents and Kara seas are shown. Features of polar diagenesis and geological problems of development of the Arctic shelf are considered.

**Колесник О.Н., Колесник А.Н.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
Владивосток, zeua1985.2008@mail.ru)

**Высокотемпературные микроразмерные минеральные фазы в аутигенных стяжениях Чукотского моря**

**Kolesnik, O.N., Kolesnik, A.N.**

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

**High-temperature micro-sized mineral phases in authigenic concretions from the Chukchi Sea**

Несмотря на то что Чукотское море относится к пассивной континентальной окраине, в последнее время при упоминании о нём всё чаще говорится о современной геологической активности как на дне, так и в пределах континентального обрамления [1-4 и др.]. Локальные проявления геологической активности, как правило, связываются с зонами пересечения субмеридиональных и субширотных структур грабен-рифтовой системы Чукотского моря, сформировавшейся в мезозое и активизировавшейся в позднекайнозойское время [5]. В каньоне Геральд, входящем в одну из таких зон, а также на бровке шельфа в северо-восточной части Чукотского моря были подняты многочисленные железо-марганцевые и одно карбонатное стяжения. Морфологические особенности и валовый химический состав образцов описаны нами ранее [6; 7]. Размер железо-марганцевых конкреций (ЖМК) – до 18×14×7 см. Они, как правило, ядерные. Затравкой чаще всего служит галька, которая иногда обнажается, и тогда рудное вещество обволакивает ядро в виде пояска. Мощность рудной оболочки ЖМК не превышает 0,5 см. Установлено, что основным рудообразующим минералом в них является штренгит. Гидроксиды марганца, скорее всего, обладают аморфной структурой, так как не обнаруженные в ходе рентгенофазового анализа, они были идентифицированы при последующей электронно-микронзондовой съёмке. Образец карбонатной породы достаточно крупный (30×22×18 см) и внешне напоминает брекчию. Для него характерны макропористость и псевдоморфозы арагонита по раковинам двустворчатых моллюсков. На спиле хорошо различимы сцементированные однородные по составу агрегаты первичного комковатого осадка и сам цемент. Карбонатное стяжение сложено преимущественно манганокальцитом. Анализ изотопного состава углерода образца дал очень низкие значения ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-64$  ‰), обычно соотносимые с изотопной меткой такого природного вещества, как метан ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-50$  до  $-70$  ‰) [8].

Электронно-микронзондовое изучение аншлифов, изготовленных из наиболее представительных частей аутигенных образований, позволило установить, что ряд металлов образует в них собственные минеральные

фазы, в том числе высокотемпературные – самородную, интерметаллическую, а, возможно, и фосфидную (рис.).

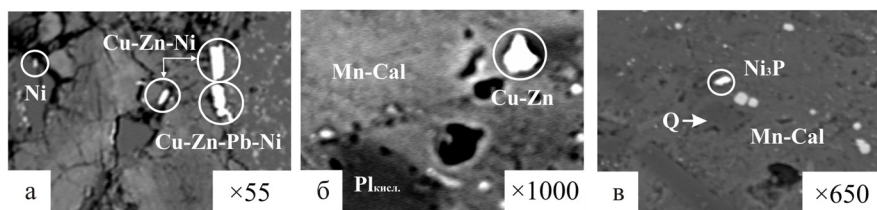


Рис. Микровключения рудных высокотемпературных минералов в железо-марганцевых (а) и карбонатном (б, в) стяжениях Чукотского моря (вид в отражённых электронах).

*Примечание.* Mn-Cal – манганокальцит, P1<sub>кисл.</sub> – плагиоклаз кислый, Q – кварц. Все невыделенные на рис. б, в рудные зёрна – сульфиды железа.

В ЖМК минерализация проявлена в виде пылеватой вкрапленности преимущественно изометричных округлых зёрен в основном рудообразующем веществе, трещинах, терригенных зёрнах, а также в зонах контакта участков различного состава. Судя по химическому составу рудных микровключений, в ЖМК присутствуют элементарные Cu, Ni, Bi (?), а также интерметаллические частично окисленные сплавы Cu-Sn, Cu-Zn, Cu-Cr, Cu-Zn-Ni, Fe-Cr-Ni, Cu-Zn-Pb-Ni (рис. а). Форма, размер и химический состав выделений металлов в карбонатном образовании практически идентичны обнаруженным в ЖМК. Из особенностей рудной минерализации карбонатного стяжения следует отметить лишь меньший масштаб и разнообразие проявления, а также наличие большого количества зёрен сульфидов железа – фрамбоидального пирита (?) (рис. б, в). По данным электронно-микроскопического анализа, в образце карбонатной породы, как и в ЖМК, содержатся включения самородного Ni и следующих интерметаллоидов: Cu-Zn, Cu-Zn-Ni, Fe-Cr-Ni (рис. б). Возможно, обнаружено единичное зерно фосфида никеля (рис. в).

Возникает вполне справедливый вопрос: откуда в железо-марганцевых и карбонатном образованиях Чукотского моря (диагенетических по природе [9]) появились такие высокотемпературные минеральные фазы, как самородная, интерметаллоидная, а также, возможно, и фосфидная? Дело в том, что значительная часть подобных выявленным нами микрозёрен металлов была описана для железо-марганцевых образований, базальтоидов, осадков и взвесей различных сегментов Мирового океана, включая гидротермально активные, а также для продуктов извержений вулканов суши [10-13 и др.]. Что касается непосредственно района исследований, то, как уже упоминалось, на дне Чукотского моря зафиксированы локальные проявления современной геологической

активности, в том числе литохимические [2; 3]. Таким образом, не исключено, что микрозёрна металлов поступили в аутигенные образования вместе с донными осадками, подвергшимися гидротермальному воздействию, а затем сцементированными в процессе роста стяжений.

*Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 11-III-B-07-144 и №11-III-B-07-145.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 183 с.
2. Астахов А.С., Ван Р., Гао А., Иванов М.В. Литохимические признаки современной геологической активности Чукотского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 683–687.
3. Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М.В., Колесник А.Н. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. № 12. С. 1–13.
4. Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Е., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 480–504.
5. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М: Наука, 1982. С. 47–76.
6. Колесник А.Н., Колесник О.Н. Некоторые геохимические особенности железо-марганцевых конкреций Чукотского моря и его аваншельфа (по данным рейса НИС «Профессор Хромов» 2009 года) [Электронный ресурс] // Материалы V Сибирской международной конференции молодых учёных по наукам о Земле. Режим доступа: [http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik\\_2010/04\\_metallogeny/880.pdf](http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/04_metallogeny/880.pdf). Дата обращения: 07.09.2011.
7. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Геохимико-минералогические особенности аутигенного карбонатного образования в четвертичных отложениях северо-восточной части Чукотского моря // Материалы всероссийской научной молодёжной конференции-школы «Проблемы экологии морского шельфа». Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2010. С. 78–81.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратиферии и биосфере: четыре сценария [Электронный ресурс] // Биосфера. 2010. Режим доступа: <http://biosphere21century.ru/articles/211>. Дата обращения: 15.09.2011.
9. Калинин В.В., Павлидис Ю.А. Железистые конкреции Чукотского моря // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 115–129.
10. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Цветные, благородные и редкоземельные металлы в железо-марганцевых корках и базальтах возвышенности Беляевского (Японское море) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010.

№ 2. Вып. 16. С. 231–245.

11. Главатских С.Ф. Металлообразования в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 193–214.

12. Давыдов М.П., Судариков С.М., Колосов О.В. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках и взвешях гидротермально-активных сегментов Восточно-Тихоокеанского поднятия // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 1. С. 17–29.

13. Карпов Г.А., Мохов А.В. Акцессорные самородные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 41–49.

It's found out that authigenic (ferromanganese and carbonaceous) concretions from the Chukchi Sea contain some metals (Cu, Zn, Sn, Ni et al.) that form their own micro-sized mineral phases, including such high-temperature as native, intermetallic, and possibly phosphidic ones. The source of the phases is most probably hydrothermal fluids.

**Краснова Е.А.<sup>1</sup>, Портнягин М.В.<sup>1,2</sup>, Силантьев С.А.<sup>1</sup>,  
Вернер Р.<sup>2</sup>, Хёрнле К.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им В.И. Вернадского РАН, Москва, [ekrasnova@gmail.com](mailto:ekrasnova@gmail.com); <sup>2</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Киль, Германия)

**Первые данные о составе абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана и их геодинамическое значение**

**Krasnova E.A.<sup>1</sup>, Portnyagin M.B.<sup>1,2</sup>, Silantyev S.A.<sup>1</sup>,  
Werner R.<sup>2</sup>, Hoernle K.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAN, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**First data on the composition of abyssal peridotites from the NW Pacific and their geodynamic implication**

Разломная зона Стелмейт (P3), одна из немногих сохранившихся структур древнего спредингового центра Кула-Пацифик [1] представляет собой поперечный хребет, простирающийся с ЮВ на СЗ на расстояние 500 км и располагающийся между северными отрогами вулканической цепи Императорских подводных гор и Алеутским глубоководным желобом. Драгирование в пределах P3 Стелмейт и палео-рифтовой долины Кула-Пацифик проводилось в течение рейса НИС SONNE SO201 Leg 1b в июне 2009 года.

Собранная в рейсе коллекция образцов представлена серпентинитами (станция DR37), габбро и диоритами (станции DR7, 40), долеритами (станции DR 7, 40) и базальтами (станции DR38, 41). Данный спектр пород представляет полный разрез древней океанической литосферы канонического типа, вероятно, большей частью образованный в спрединговом центре Кула-Пацифик. Петролого-геохимическое изучение имеющейся коллекции образцов позволяет впервые реконструировать основные этапы магматической эволюции океанической коры СЗ части Тихого океана, а также, оценить вклад океанической коры в магматизм Алеутской островной дуги.

На станции DR37 в северной части P3 Стелмейт были подняты разнообразные сильно измененные породы, имевшие своим протолитом мантийные перидотиты. Среди них выделяются две основные группы пород: практически нацело серпентинизированные лерцолиты и обедненные клинопироксеном окварцованные аподунитовые серпентиниты. Составы первичных минералов (шпинель, клинопироксен и ортопироксен) меняются систематически от лерцолитов к дунитам. Например, шпинель в лерцолитах имеет более высокие содержания Mg#, NiO, более низкие Cr#, Fe<sup>3+</sup># и TiO<sub>2</sub> (Mg#=0.65-0.68, NiO=0.26-0.34%, Cr#=0.26-0.33, Fe<sup>3+</sup>#=0.021-0.030, TiO<sub>2</sub>=0.04-0.09 wt%), чем шпинель в дунитах (Mg#=0.56-0.64, Cr#=0.38-0.43, TiO<sub>2</sub>=0.19-0.28

wt%, NiO=0.19-0.26%,  $Fe^{3+}\# = 0.027-0.043$ .

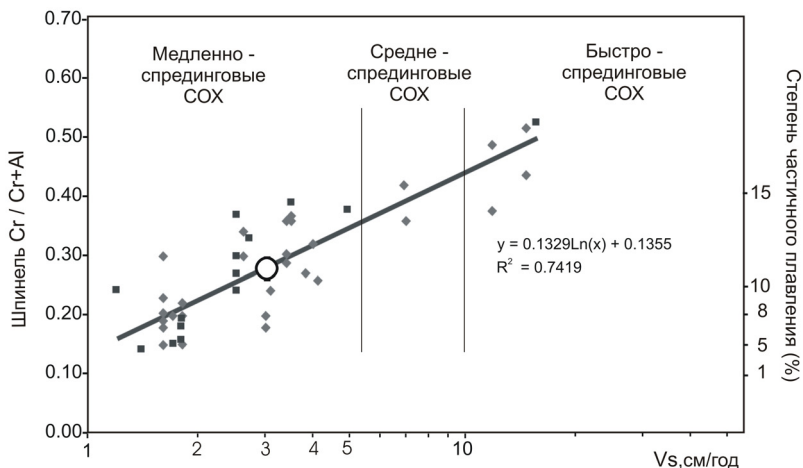


Рис.1 Корреляция средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга ( $V_s$ ) (по данным [2]). Белым кружком показан средний состав шпинели из лерцолитов P3 Стелмейт. Значения степеней частичного плавления, соответствующие определенной хромистости шпинели, показаны по [3].

Вариация составов клинопироксена и шпинели в изученных перидотитах могут объясняться двухэтапным процессом: 1) образование обедненных лерцолитов в результате 10-12% оклофракционного плавления деплетированной мантии, 2) формирование дунитов при взаимодействии лерцолитов с расплавом близким по составу к N-MORB. Таким образом, лерцолиты и дуниты драгированные в разломной зоне Стелмейт могут представлять собой фрагменты малоглубинной океанической мантии эоценового или верхнемелового возраста, в различной степени модифицированной в результате взаимодействия с просачивающимися глубинными расплавами.

В работе [2] была установлена корреляция между средней хромистостью первичного шпинелида из океанических перидотитов нормальных сегментов COX и скоростью спрединга (рис. 1). Степень близости к трансформному разлому оказывает сравнительно небольшое влияние на величину степени частичного плавления по сравнению со скоростью спрединга. В обстановке медленно-спрединговых хребтов (с полной скоростью спрединга менее 5.5 см/год) хромистость первичных шпинелидов в мантийных перидотитах варьирует в пределах 0.11-0.38, а в обстановке средне- и быстро-спрединговых хребтов (с полной скоростью спрединга 5.5-10 и свыше 10 см/год, соответственно) - в пределах 0.35-0.55

[1]. Шпинелевые лерцолиты разломной зоны Стелмейт характеризуются умеренной хромистостью шпинелида  $Cr\# = 0.26-0.33$ , что соответствует составам шпинели из перидотитов медленно-спрединговых хребтов с полной скоростью спрединга около 3 см/год (рис.1). Полученные оценки скорости спрединга несколько ниже, чем предполагаются на основе интерпретации магнитных аномалий для рифта Кула-Пацифик в эоцене (около 6.5 см/год) [2]. Возможным объяснением этого несоответствия может быть то, что изученные перидотиты принадлежат к блоку океанической литосферы, образованному в верхнемеловое время в другом спрединговом центре и тектонически приращенному к плите Кула в северо-западной части РЗ Стелмейт [1].

Низкотемпературные изменения перидотитов заключались в их серпентинизации и окварцевании дунитов [4]. Эти вторичные процессы оказали большое влияние на содержания главных и рассеянных элементов в изученных породах. Именно с вторичными изменениями связано обогащение пород мобильными элементами (U, Li, Sb, Ba) и U-образная форма спектров нормализованных к примитивной мантии содержаний РЗЭ с сильной отрицательной Се аномалией, отражающая взаимодействие пород с морской водой и высокое отношение вода-порода.

В ряде работ предполагалось, что океанические серпентиниты являются важным источником флюидов в зонах субдукции (например, [5]). Судя по нашим данным, серпентинизированные перидотиты могут слагать крупные участки литосферы северо-западной части Тихого океана. Будучи субдуцированными под Алеутскую островную дугу (разломная зона Стелмейт) и Камчатку (разломная зона Крузенштерн), эти породы возможно служат важным источником водного флюида обогащенного Sb, Mo, U, Pb and Li. Детальное изучение активных вулканов, расположенных над разломными зонами на субдуцирующей океанской плите (например, вулкан Кроноцкий на Камчатке, расположенный над разломной зоной Крузенштейн) и сравнение этих данных с геохимией мантийных перидотитов может помочь при оценке вклада океанических серпентинитов в вулканизм островных дуг.

*Исследование проводится в рамках совместного российского- германского проекта KALMAR и проекта РФФИ № 09-05-00008.*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geological Society of America Bulletin. 1988. V. 100. P. 733-754.
2. Bazylev B., Silantyev S. Geodynamic Interpretation of the Subsolidus Recrystallization of Mantle Spinel Peridotites // Mid-Ocean Ridges: Petrology. 2001. V. 8 (3). P. 201-213.
3. Hellebrand E., Snow J., Hoppe P., Hofmann A. Mantle melting beneath Gakkel Ridge (Arctic Ocean): abyssal peridotites spinel compositions // Chemical



Geology. 2002. V. 182. P. 227-235.

4. Силантьев С., Новоселов А., Краснова Е., Портнягин М., Хауфф Ф., Вернер Р. Силификация перидотитов разлома Стэлмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 20. № 1. (в печати).

5. Rüpke L.H., Morgan J.P., Hort M., Connolly JAD. Serpentine and the subduction zone water cycle // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 223(1-2). P. 17-34.

We studied abyssal peridotites dredged during R/V SONNE cruise SO201-1b KALMAR in 2009 in the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific). Lherzolites and dunites from the SFZ can represent disintegrated parts of shallow oceanic mantle originally formed beneath an extinct slow-spreading ( $\sim 3$  cm/y) centre of Eocene to Cretaceous age. The lherzolites were formed by 10-12% of near-fractional melting, whereas dunites originated by reaction between the residual lherzolites and percolating NMORB-like melts. Post-magmatic modifications included serpentinization for all rock varieties and later silicification of the dunites. Strongly altered abyssal peridotites compositionally similar to studied from SFZ are anticipated to be an important source of geochemically distinctive fluids for active volcanism of the Aleutian and Kamchatkan Arcs.

**Левитан М.А.<sup>1</sup>, Кузьмина Т.Г.<sup>1</sup>, Лукша В.Л.<sup>2</sup>, Рощина И.А.<sup>1</sup>, Сыромятников К.В.<sup>1</sup>, Макс Л.<sup>4</sup>, Нюрнберг Д.<sup>3</sup>, Ритдорф Я.-Р.<sup>3</sup>, Тидеманн Р.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, [m-levitan@mail.ru](mailto:m-levitan@mail.ru);

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ, Москва; <sup>3</sup>IFM-GEOMAR. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany; <sup>4</sup>AWI, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

### **Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море)**

**Levitan M.A.<sup>1</sup>, Kuzmina T.G.<sup>1</sup>, Luksha V.L.<sup>2</sup>, Roshchina I.A.<sup>1</sup>, Syromyatnikov K.V.<sup>1</sup>, Maks L.<sup>4</sup>, Nürnberg D.<sup>3</sup>, Riethdorf Y.-R.<sup>3</sup>, Tiedemann R.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS. Moscow; <sup>2</sup>Department of Geology, MSU. Moscow; <sup>3</sup>IFM-GEOMAR. Sea Sciences Institute by Leibniz, Germany;

<sup>4</sup>AWI, Institute of Alfred Wegener for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

### **Late Pleistocene sedimentation history on the submarine Shirshov Ridge (Bering Sea)**

Берингово море состоит из мелководной северной части, занятой, главным образом, шельфом, бровка которого расположена в среднем на глубине 150 м, и глубоководной южной части. Обе части занимают примерно одинаковую площадь и разделены узкой зоной континентального склона и континентального подножья (рис. 1).

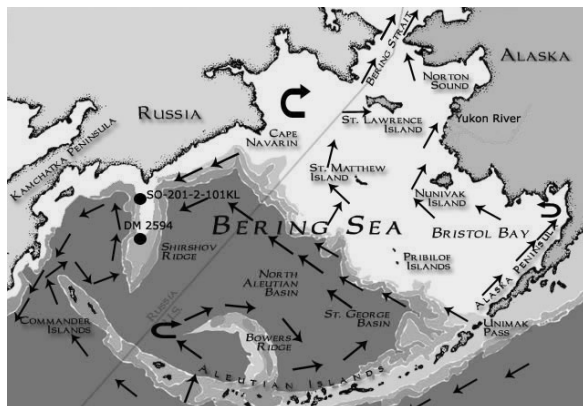


Рис.1. Расположение колонки SO201-2-101-KL и направление циркуляции течений [1].

Подводный хребт Ширшова расположен на западе глубоководной части Берингова моря. Он вытянут в субмеридиональном направлении и разделяет Командорскую (к западу от хребта) и Алеутскую (к востоку от хребта) глубоководные котловины. Его ширина составляет до 200 км на севере и 20 км на юге, а длина достигает почти 700 км [2]. В соответствии с особенностями современной горизонтальной циркуляции в поверхностной водной массе (рис. 1), от 112 до 158 млн. т осадочного материала из Берингова моря через Берингов пролив (максимальной глубиной 58 м) выносится ежегодно в Чукотское море [2]. Морские льды покрывают акваторию северной половины моря в течение минимум пяти месяцев, а самой северной ее части – в течение 7 месяцев [2]. В современную эпоху южная половина моря практически свободна от льдов. В рассматриваемом бассейне первичная продукция составляет на континентальной окраине порядка 150-500 г С/м<sup>2</sup> в год, а в глубоководной части – от 50 до 100 г С/м<sup>2</sup> в год [3]. В северной половине глубоководной части Берингова моря формирование зоны кислородного минимума в современную эпоху происходит на глубине 380-1200 м, причем эта зона наиболее резко выражена в интервале от 600 до 1100 м [4].

Об истории четвертичной седиментации в области хребта Ширшова известно очень мало. Пока опубликованы данные по кол. ДМ 2594 [5], расположенной на южном окончании хребта (рис.1), из которых следует, что терригенная седиментация происходила в конце морской изотопной стадии (МИС) 3, в МИС 2 и в начале (до 9.07 календарных тыс. лет) МИС 1. Затем она сменилась накоплением диатомовых илов. Литологической границе соответствует и минералогическая: питающие провинции крупных континентальных масс, окружающих Берингово море (прежде всего, Аляски) сменились, предположительно, Алеутскими островами [6].

В рейсе НИС «Зонне» (Германия) по российско-германскому проекту KALMAR в 2009 г. на западном склоне северной части хребта Ширшова с глубины 607 м была получена колонка SO201-2-101-KL (рис.1) длиной 1815 см. При изучении литологического состава осадков данной колонки было выявлено, что все изученные образцы относятся к терригенной группе осадков. Нами были выделены три основные разновидности литотипов: доминирующая, слабо распространенная, редкая. К доминирующей разновидности отнесены алевроиты и глинистые алевроиты, содержащие менее 10% фракции >0.063 мм. Слабо распространены алевроиты с песчаной примесью (10-16% фракции >0.063 мм). Наиболее редки алевроитовые пески, миктиты и песчано-глинистые алевроиты, в которых содержание фракции >0.063 мм превышает 16%, доходя в максимуме почти до 60% (интервал глубин 1675-1570 см).

За исключением отмеченного выше интервала развития песчаных разностей, вероятно, все остальные максимумы содержания фракции >0.063 мм объясняются развитием материала ледового разноса. В пробах,

соответствующих этим максимумам, зерна кварца песчаной размерности хорошо окатаны, что позволяет предположить их поставку одногодичным морским льдом.

В процессе изучения глинистых минералов были выделены две основные ассоциации глинистых минералов (слева направо минералы перечислены в порядке возрастания их содержания): 1) каолинит-хлорит-сметит-иллитовая и 2) каолинит-сметит-хлорит-иллитовая. Как правило, в первой ассоциации отношения иллит/сметит и хлорит/сметит ниже, чем во второй. Всего в колонке выделены 8 интервалов распределения ассоциаций: в интервалах 455-675 и 1095-1355 см доминирует первая ассоциация; в интервалах 34-275, 675-755 и 1355-1655 см – вторая; в интервалах 275-455, 755-1095 и 1655-1815 см наблюдается частое переслаивание обеих ассоциаций.

На основе изучения аналитических данных следует сделать главный вывод о том, что наиболее вероятным источником осадочного материала для изученных осадков (за исключением отложений «песчаного интервала») следует признать глинистые сланцы палеозойских складчатых поясов [7]. Скорее всего, основным агентом транспортировки материала эрозии палеозойских пород хребтов Аляски является река Юкон, дренирующая хребты Брукс, Аляска и нагорье Юкон-Танана а в качестве основной питающей провинции - нагорье Юкон-Танана, в пределах которого палеозой представлен бескарбонатными филлитами, кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными гранитами [8]. На хребте Брукс располагается лишь несколько верховий правых притоков Юкона, а палеозой здесь и на хребте Аляска содержит значительное количество доломитов [9], обломки которых полностью отсутствуют в изученных осадках.

Изученная история седиментации происходила в три этапа. Первый этап (150-125 тыс. лет) охватил поздний период МИС 6, включая терминацию II, а также начало последнего межледникового (МИС 5.5). Уровень моря был низким и только к концу этапа стал повышаться. Большую часть времени на севере (в районе современного шельфа) существовала суша Берингия, по которой далеко на юго-запад распространялась гидрографическая сеть Юкона. Эта река переносила продукты эрозии палеозоя центральной Аляски. Описание основных особенностей палеогеографии и седиментации дано в начале данного раздела.

Второй этап очень короткий и охватывает только часть оптимума последнего межледникового со 125 до 123 тыс. лет. В это время уровень океана был наиболее высоким и в результате палеогеографическая ситуация принципиально отличалась от предыдущего этапа. Здесь произошла кардинальная смена питающей провинции (Аляски на хребет Ширшова) и гидродинамические процессы на склоне хребта Ширшова уступили место склоновым литодинамическим процессам.

Третий этап обладает наибольшей продолжительностью (от 123 до 11.5 тыс. лет). Он охватил позднее последнее межледниковье и длительную холодную эпоху (МИС 5.4-МИС 2). В целом в это время реализовался сценарий, описанный для первого этапа, однако представляется возможным выделить три подэтапа: 123-72, 72-33.5 и 33.5-11.4 кал. тыс. лет. Осадки, накопившиеся во время первого подэтапа, имеют характерный темно-серый цвет, который в Арктике и Субарктике столь типичен для морских осадков, чьи питающие провинции расположены в соседней области с обширными континентальными ледовыми щитами [10,11]. Эта особенность подтверждает наше предположение о террейне Юкон-Танана как основной питающей провинции, так именно здесь происходило хорошо выраженное предпоследнее оледенение Центральной Аляски [12]. Изменения потоков терригенного материала частично управлялись скоростями придонных течений. В целом во время первого подэтапа третьего этапа уровень моря был довольно высоким и располагался между современным уровнем и уровнем наибольшей глубины Берингова пролива.

Во время второго подэтапа обращают на себя внимание эпизоды замедления придонных течений, столь типичные для эпох оледенений. В среднем уровень моря располагался примерно на уровне максимальной глубины Берингова пролива.

На третьем подэтапе флуктуации потоков терригенного материала прежде всего зависели от истории развития горного оледенения. Во время максимума последнего оледенения его площадь на Аляске составляла 727800 км<sup>2</sup> по сравнению с 74700 км<sup>2</sup> горных ледников в современную эпоху [13]. Во время рассматриваемого подэтапа уровень моря был наиболее низким и осушенный шельф занимал максимальную площадь.

Таким образом, полученные данные приводят к выводу, что история осадконакопления на хребте Ширишова в конце среднего плейстоцена – позднем плейстоцене определялась, главным образом, климатическими колебаниями, которые обусловили как историю оледенения на Аляске, так и гляциоэвстатические колебания уровня моря. Последние, в свою очередь, влияли на соотношение моря и суши на огромном северном шельфе Берингова моря. Поставка продуктов преобразования вулканического материала, в основном, была сконцентрирована в периоды от 132.5 до 110.2 и от 66.7 до 60.2 кал. тыс. лет, и носила резко подчиненный характер.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Stabeno, P.J., Reed, R.K. Circulation in the Bering Sea observed by satellite-tracked drifters: 1986-1993 // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. Vol. 24 (4). P. 840-854.
2. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
3. Sakshaug, E. Primary and secondary production in the Arctic seas. In: Stein R., Macdonald R.W., editors. *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. New York: Springer; 2004. p. 57-81.

4. Dullo, C., Baranov, B. FS Sonne Fahrtbericht / Cruise Report SO201-2. Ber. IFM-GEOMAR. No.35. 2009. 215 p.
5. Gorbarenko, S.A. Stable isotope and lithologic evidence of late-Glacial and Holocene oceanography of northwestern Pacific and its marginal seas. *Quaternary Research* 46, 1996. P. 230–250.
6. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории осадконакопления в Северном Ледовитом океане и Субарктике в последние 130 тыс. лет / М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
7. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химический состав земной коры и геохимический баланс главных элементов / М.: Наука, 1990. 182 с.
8. Foster, H.L., Keith, T.E.C., Menzie, W.D. Geology of the Yukon-Tanana area of east-central Alaska // In: *The geology of Alaska* (eds. G. Plafker and H.C. Berg). Boulder: The Geological Society of America Inc., 1994. P. 205-240.
9. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., and Dillon J.T., Geology of northern Alaska, in Plafker G., and Berg H.C., eds., *The geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. G-1, 1994. p. 49–140.
10. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Строение и история развития литосферы* (ред. Ю.Г. Леонов). М.-С-Птб: Paulsen Editions, 2010. С. 464-490.
11. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р. История осадконакопления на подводной континентальной окраине Карского моря за последние 190 тыс. лет // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. Вып. 2, М.: ГЕОС, 2010. С. 62-78.
12. Hamilton, T.D. Late Cenozoic glaciation of Alaska // In: *The geology of Alaska* (eds. G. Plafker and H.C. Berg). Boulder: The Geological Society of America Inc., 1994. P. 813-844.
13. Kaufman, D.S., Manley, W.F. Pleistocene maximum and late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. // In: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Editors J. Ehlers and P.L. Gibbard. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 9-27.

Material is devoted to the study of Late Pleistocene sedimentation history the submarine Shirshov Ridge (Bering Sea). Litho-chemo stratigraphic horizons (LCSH) were identified based on a study of the lithology and geochemistry of late Pleistocene sediments. The correlation has been revealed between LCSH and major marine isotope stages (MIS). Main source province of terrigenous matter belonged to Yukon-Tanana Paleozoic terrain.

## **Левитан М.А.<sup>1</sup>, Лейченко Г.Л.<sup>2</sup>**

<sup>(1)</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, [m-levitan@mail.ru](mailto:m-levitan@mail.ru); <sup>(2)</sup>ВНИИОкеангео Минприроды РАН, Санкт-Петербург)

### **Влияние кайнозойского оледенения Антарктиды на историю осадконакопления Южного океана**

**Levitan M.A.<sup>1</sup>, Leichenkov G.L.<sup>2</sup>**

<sup>(1)</sup>V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow ;

<sup>(2)</sup>VNIIOkeangeo, Ministry of Natural Resources. St-Petersburg)

### **Influence of Cenozoic Antarctic glaciation for sedimentation history of the Southern Ocean**

Не подлежит сомнению огромная роль климатической системы Антарктида-Южный океан как в современном климате, так и для большей части кайнозоя. Достаточно упомянуть, что перенос в Свердрупх через важнейшую систему Гольфстрим сейчас близок 4 Св, а для Циркумконтинентального течения эта величина колеблется между 130 и 145 Св.

Интерес авторов к данной проблеме вызван как многолетними отечественными исследованиями геолого-геофизического строения континентальной окраины Антарктиды под руководством Г.Л. Лейченкова, так и практически полным отсутствием результатов изучения этого района в течение последних нескольких десятков лет отечественными литологами, геохимиками и палеоокеанологами. Представляется, что при неизбежном возвращении наших специалистов в рассматриваемый регион данный обзор сможет сыграть положительную роль. Таким образом, это обобщение адресовано, прежде всего, отечественным специалистам.

Вероятно, определяющими вопросами при этом служат: 1) когда началось оледенение Антарктиды и каковы его причины; 2) когда сформировалось Циркумантарктическое течение, ограничивающее Южный океан с севера? 3) каковы этапы развития динамики континентального оледенения и как они проявлялись в истории океанической седиментации?

Ответы на первый вопрос связаны с геологическим строением Антарктиды, развитием ее палеоклимата, изотопно-кислородным и палеотемпературным режимом глубинных вод Южного океана и другими проблемами. В наиболее общем виде можно констатировать начальные стадии горных оледенений в среднем-позднем эоцене на отдельных участках крупнейших наземных горных цепей Гамбурцева, Трансантарктических гор и проходящего через Антарктический полуостров горного хребта. Скорее всего, зарождение горного оледенения связано с отдельными регионами гор Гамбурцева. Обширное развитие нотофагусовых лесов на окраинно-материковых пространствах всей Антарктиды исключает развитие континентального оледенения в эоцене. Вопрос о генезисе

антарктического оледенения весьма сложен и включает проблемы тектоники, палеоклимата, океанической циркуляции и проч. Не вдаваясь в полемику, отметим только популярность высказываемых в последние годы идей американских специалистов по моделированию Р.М. ДеКонто и Д. Полларда, которым удалось получить приемлемые результаты при снижении в среднем эоцене парциального давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере до 2-3 уровней так называемого преиндустриального значения. Не отрицая роли парниковых газов, первому из авторов (М.А. Левитану) хотелось бы подчеркнуть роль водяного пара как активного парникового газа и напомнить, что после эоценового термического максимума последовала известная геократическая эпоха, подчеркнутая проявлениями неотектоники.

Практически все известные данные по растительности Антарктиды, континентальным отложениям, проявлениям морского льда и айсбергов в донных отложениях, развитию контуритов, изменениям палеотемператур поверхностной и придонной морской воды – все это свидетельствует о наступлении континентального оледенения на границе эоцена и олигоцена.

Вопрос о начале деятельности Циркумантарктического течения до сих пор не решен, что связано с проблемами палеотектонических реконструкций в море Скотия. Тем не менее, совокупность буровых данных, развитие перерывов и контуритов, связанных с деятельностью именно этого течения, приводит авторов к мысли о границе олигоцена и миоцена как наиболее вероятном рубеже полного (т.е. глубоководного) развития системы Циркумантарктического течения. Строго говоря, именно с этого времени и можно говорить о существовании Южного океана.

Буровые данные на суше (проекты Dry Valleys, Cape Robert, ANDRILL) и в море позволяют уверенно говорить о ряде крупных этапов развития оледенения Антарктиды (олигоцен, часть миоцена, ранний плиоцен, поздний плиоцен-плейстоцен), с которыми были связаны объемы ледниковых щитов, температуры атмосферы и океана, палеопродуктивность, поставка материала ледового разноса и проч., которые, в свою очередь, состояли из множества ледниково-межледниковых циклов, связанных с циклами Миланковича.

Эти крупные этапы отчетливо отразились в строении таких геоморфологических единиц как внутренние и внешние шельфы, континентальные склоны, континентальные подножья. Особую роль играли специфические сейсмостратиграфические комплексы, обусловленные выходом крупных ледовых щитов к бровке шельфа в различных районах континентальной окраины.

В истории биогенного кремненакопления важную роль сыграли изменения палеопродуктивности. Интересно подчеркнуть, что последний этап накопления биогенного опада наступил всего 2 млн. лет назад.

Last data allow to consider Eocene/Oligocene boundary as the beginning of



Antarctic continental glaciation. Much less definitely one can propose the Oligocene/Miocene boundary as the start of deep-sea connection in the area of Circumantarctic Current. Results of the land and deep-sea drilling gave an opportunity to reveal a number of large stages in synchronous development of Antarctic glaciation and the Southern Ocean sedimentation. All these stages contain numerous glacial-interglacial cycles.

**Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Цой И.Б.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Lelikov@poi.dvo.ru)

## **Геологическое строение тихоокеанского склона Курильской островной дуги**

**Lelikov E.P., Emelyanova T.A., Tsoy I.B.**

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

## **Geological composition of the pacific slope of the Kurile island arc**

Тихоокеанский склон Курильской островодужной системы начинается от береговой линии Курильских островов и протягивается до оси желоба. Ширина его 180-200 км. В верхней части склона выделяется подводный хребет Витязя, прослеживающийся от Малой Курильской гряды на юго-западе до траверза Камчатского мыса на севере. Хребет Витязя отделяется от Большой Курильской гряды междуговым прогибом. Глубина поверхности хребта колеблется от 150-200 м до 900-1000 м. На юго-восток его склон опускается к Курило-Камчатскому желобу, а на северо-запад в сторону прогиба, отделяющего его от горного сооружения дуги. Островной склон и хребет Витязя делится на две части подводной долиной Буссоль, расположенной между островами Уруп и Симушир. Грабен Буссоль в целом имеет северо-западное простирание и ориентирован поперек островного склона Курильской дуги. Центральная часть хребта Витязя детально изучалась нами в 37 (2005 г.), 41 (2006 г.) и 52 (2010 г.) рейсах НИС «Академик М. Лаврентьев» [1]. На этих данных с использованием материалов Б.И. Васильева [2] составлены Геологическая карта, схема стратиграфии и магматизма всего тихоокеанского склона Курильской островной дуги. Северный участок хребта Витязя представляет собой выровненную поверхность плато шириной 35-40 км, протягивающуюся на север от траверза острова Матуа примерно на 200 км при ее глубине порядка 200 м. Вершинная поверхность хребта погружается в южном направлении в сторону глубоководного желоба до 750-1000 м. На запад и юго-запад она обрывается крутым уступом высотой до 1500 м. Далее к югу вершинная поверхность Витязя располагается на глубинах 1500-2000 метров. Она осложнена небольшими протяженностью до 25 км хребтами, вытянутыми в субширотном направлении. К северу от пролива Буссоль на поверхности хребта наблюдаются серия поднятий, ориентированных в северо-западном направлении и спускающихся вниз по склону от изобаты 1000 метров до 2500 метров. На склонах поднятий располагаются округлой формы вулканические постройки высотой 250-300 м.

Южный отрезок хребта Витязя протягивается от пролива Буссоль до островов Малой Курильской гряды. Его выровненная поверхность шириной до 45 км ограничивается изобатой 1000 м, а общее снижение наблюдается в

сторону океана. Поверхность осложнена многочисленными поднятиями (до 50 км), возвышающимися на 300-600 м и разделенных пологими седловинами. На поднятиях развиты вулканические постройки округлой формы высотой 40, 50, 80 м, образующих цепочки С-В простирания.

В составе Курильской островной системы выделяется три крупных структурных элемента: фронтальную область, включающую тихоокеанский склон островной дуги, Большую Курильскую гряду и тыловую зону, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Тихоокеанский склон включает подводный хребет Витязя и острова Малой Курильской гряды. Изучение его геологического строения имеет важное значение для понимания истории развития и происхождения Курильской островной дуги, поскольку фронтальная область граничит непосредственно с Тихоокеанской плитой и в ее пределах на поверхность морского дна выходят породы фундамента всей островной системы, что дает возможность их изучения. А определение состава и возраста фундамента играет важную роль для решения проблемы происхождения островной дуги, поскольку эти данные позволяют оценить время её заложения и эволюцию геологического развития. Проблема фундамента Большой Курильской гряды решается на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся в виде ксенолитов в лавах Курильских островов [3]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [4] предполагал под этой грядой наличие складчатого фундамент герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву с соавторами [2] весь островной блок, включая хребет Витязя, является частью складчатой области, сформированной на восточной окраине Азиатского континента в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза.

В структурном плане по Б.И. Васильеву [2] островной склон разделяется на Южно-Курильскую синклиналь, Малокурильскую антиклиналь, внешнюю синклиналь, фронтальную антиклиналь и приосевой блок.

Южно-Курильская синклиналь или междугровой прогиб шириной 45-60 км, который отделяет подводный хребет Витязя от Большой Курильской гряды, выполнен отложениями осадочного чехла, мощность которых в осевой части достигает 1800 – 2000 м. Нижняя толща позднемиоценового-ранеплиоценового возраста сложена туфогенными алевритами, туфами, туффитами и туфодиазомитами. Верхняя толща (конец плиоцена-плейстоцен) представлена алевритами с галькой и гравием [2].

Геологическое строение хребта Витязя изучалось нами в трех морских экспедициях, в которых установлены разнообразные породы, составляющие фундамент и осадочный чехол хребта [1]. В целом по данным магнитометрии консолидированный фундамент района представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых выступают магматогенные формации базитового ряда [5].

На основании определений радиоизотопного возраста, геохимических, петрографических и палеонтологических данных проведено разделение их на несколько возрастных комплексов: магматические породы на – позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый, вулканогенно-осадочные - на позднемеловой – раннепалеоценовый (поздний кампан-дат), палеоцен-эоценовый (?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы.

Вулканиты позднемелового комплекса являются, составной частью позднемелового-раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенных образований фундамента хребта. Возраст радиоляриевой ассоциации и вмещающих вулканогенно-кремнистых пород устанавливается в пределах позднего кампана – начала раннего палеоцена.

Породы грубообломочного вулкано-терригенного палеогенового нерасчлененного комплекса вместе с вулканитами эоценового и позднеолигоценового комплексов, в которых развиты игнимбриты и спекшиеся туфы, представляют собой единый палеогеновый пирокластически - осадочный субаэрально-мелководный комплекс.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла это смешанные вулканогенно-осадочные образования, осадочный материал которых представлен панцирями диатомей и небольшой примесью глинистого вещества. Нижнеолигоценовые отложения формировались преимущественно в шельфовых условиях. А их нахождение на глубинах 1900-2200 м указывает на значительное погружение хребта Витязя с олигоцена. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время в районе южного плато осадконакопление происходило преимущественно в батинальных условиях. А на северном плато, в осадках которого установлен споропыльцевой комплекс, оно происходило в мелководных морских условиях вблизи побережий. В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях преобладают океанические виды диатомей, что указывает на глубоководные условия отложения вмещающих осадков.

Геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о влиянии континентальной коры на магмогенерацию. В частности, участие древнего корового материала в источнике вулканитов следуют из полученных изотопных данных. Величины двухстадийного модельного возраста,  $T_{DM2}$  варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд. лет в кислых разностях, т.е. указывают на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя. По-видимому, вплоть до плиоцен-плейстоцена, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где накапливались продукты эрозии древних пород.

Юго-западная часть хребта Витязя отвечает Малокурильской антиклинали по Б.И. Васильеву [2]. Здесь им условно выделены доверхнемеловые образования, представленные кремнистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, роговиками, кварцитами. К ним отнесены также габбро, габб-

ро-диабазы и диабазы, диориты и кварцевые диориты, гранит- и гранодиорит-порфиры. И позднемеловой вулканогенно-осадочный комплекс (туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, туфоконгломераты, андезитовые порфириты). На основании сходства пород этого комплекса с породами, развитыми на островах Малой Курильской гряды, они отнесены к позднему мелу. В алевролитах в Ю-З части склона Буссоль обнаружен споро-пыльцевой комплекс верхнего мела.

Кайнозойские отложения установлены в юго-восточном крыле Малокурильской антиклинали и представлены тремя толщами – олигоцен-нижнемиоценовой, среднемиоценовой и верхнемиоцен-нижнеплейстоценовой. Первая сложена у Малокурильских островов лавобрекчиями и туфобрекчиями, реже лавами базальтов, а в северо-восточном направлении замещаются туфогенно-осадочными породами: туфопесчаниками, алевролитами, туфодиазомитами, аргиллитами, туфами и туфобрекчиями.

Внешняя синклиналь представляет собой прогиб между хребтом Витязя и фронтальной антиклиналью. В южной своей части [2] ее отложения подразделяется на 4 толщи: олигоцен-нижнемиоценовая (мощностью по НСП 800-1000 м) сложенной туфодиазомитами, диазомитами, туфоалевролитами, реже песчаники, туфобрекчии. Среднемиоценовая толща сложена туфогенными аргеллитами, туфами, туфопесчаниками, гравелитами, диазомитами и диазомовыми аргеллитами. Верхний миоцен-нижний плиоцен несогласно залегает на разновозрастных образованиях и представлен грубообломочными отложениями: туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами, туфопесчаниками и туфодиазомитами. Верхний плиоцен-плейстоцен. Отложения этого возраста в основном развиты в приосевой части Внешней синклинали и представлены плотными глинами и алевролитами с прослоями плотных песков, диазомитов.

Фронтальная антиклиналь. Она совпадает с поднятием, разделяющим вторую и третью тектонические ступени. Геологическое ее строение дается по Б.И. Васильеву [2], выполнившим с ее склонов несколько результативных станций драгирования в интервале глубин 5500-6500 м. В ядре антиклинали по данным НСП обнажается непрозрачная толща плотных пород, в которой отсутствуют отражающие границы. Здесь им также условно выделены доверхнемеловые (?) образования приурочены к ядру антиклинали и представлены ороговикованными песчаниками, алевролитами, биотитовыми роговиками по аргиллиту, туфобрекчиями и среднезернистыми сиенитами. А также верхнемеловые (?) отложения. Это туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы. Породы фронтальной антиклинали сходны с породами Малокурильской антиклинали, а те с породами матакотанской и малокурильской свит о. Шикотан

Приосевой блок это нижняя часть приостровного склона включает тре-

тью тектоническую ступень, расположенную на глубине 6500-6800 м. Она состоит из двух толщ предположительно сложенных – нижняя туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфогравелитами среднего миоцена и верхняя – плотными глинами, алевролитами и диатомидами верхнего плиоцена плейстоцена.

В строении Фронтальной антиклинали и Малокурильской антиклинали и хребта Витязя много общего. Все эти структуры сложены одним и тем же набором пород, который в свою очередь очень сходен с меловыми образованиями островов малой Курильской гряды. Все это позволяет предполагать, что в пределах этих структур мы имеем дело с выходами единого позднемелового фундамента смятого в крупную синклинальную складку, ориентированную вдоль Курильской островной системы при напряжении сжатия, связанном с перемещением и погружением Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. Фронтальная антиклиналь и хребет Витязя представляют собой крылья этой структуры, разделенных межгорным прогибом или внешней синклиалью по Васильеву, выполненным кайнозойскими отложениями осадочного чехла. Острова Малой Курильской гряды представляют блоки выведенные на дневную поверхность тектоническими движениями.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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. 3-15.
2. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука. 1979. 105 с.
3. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск. Наука. 1975. 138 с.
4. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука. 1976. 240 с.
5. Иваненко А.Н., Филин А.М., Горшков А.Г. и др. Новые данные о структуре аномального магнитного поля центральной части Курило-Камчатской островной дуги // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 600-614.

The Cretaceous-Paleogene basement rocks take part in geological composition of the pacific slope of the Kurile island arc. These rocks outcrop on the slopes of the main middle trough. The pacific slope is the part of the front zone of the Kurile island system been contiguous with the oceanic plate. Prevalent type of strain here is compression provoked by sinking of the Pacific plate under the Asian continent.

## **Лейченков Г.Л.<sup>1</sup>, Гусева Ю.Б.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научный исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, german\_1@mail.ru;

<sup>2</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция, ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Ломоносов)

### **Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов континентальной окраины Восточной Антарктиды и реконструкция обстановок осадконакопления**

**Leychenkov G.L.<sup>1</sup>, Guseva Yu.B.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St.-Petersburg; <sup>2</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St.-Petersburg)

### **Seismic stratigraphy of the East Antarctic Sedimentary Basins and reconstruction of depositional paleoenvironments**

**Сейсмостратиграфическая модель.** В результате интерпретации более чем 150 000 км отечественных и зарубежных многоканальных сейсмических данных, в осадочном чехле континентальной окраины Восточной Антарктиды выделено 5 региональных сейсмических границ, которые нумеруются вверх по разрезу цифрами от «1» до «7» и имеют буквенные обозначения (в зависимости от района работ и тектонической обстановки формирования бассейнов) RLS, CS и WL (аббревиатуры английских названий морей или прилегающих Земель Восточной Антарктиды – Riiser-Larsen Sea, Cosmonaut Sea - Cooperation Sea, Wilkes Land margin; рис.). Возраст границ с номером «1» (RLS1, CS1 и WL1) соответствует началу спрединга морского дна в различных частях окраины (отделению Африки, Индии и Австралии от Антарктиды) и составляет ~160, ~134 и ~81–65 млн. лет, соответственно. Толща, расположенная между границей «1» и поверхностью кристаллического фундамента представляет собой рифтовый структурный этаж, который формировался в период растяжения земной коры до раскола литосферных плит.

Региональная граница «2» выделена и непрерывно коррелируется на сейсмических разрезах в секторе континентальной окраины от моря Рисер-Ларсена до моря Дейвиса (рис.). Предполагается, что эта граница сформировалась в конце раннего мела. Граница «3» прослеживается в пределах всей изученной континентальной окраины, чаще всего представляя собой непрерывный рефlector с переменными динамическими свойствами. На основании материалов бурения и данных о налегании границы «3» на датированный фундамент океанических котловин, время ее образования датируется средним эоценом (около 48 млн. лет).

Граница «4» отделяет относительно однородную в сейсмической записи нижележащую толщу от гетерогенной перекрывающей толщи, которая отличается разнообразием сейсмических фаций, с различной геометрией

внутренних отражений и характерными особенностями внешней морфологии. Изменения структуры осадочного чехла на границе «4» связывается с началом обширного антарктического оледенения около 34 млн. лет назад. Внутри синледниковой толщи выделены границы «5», «6» и «7», которые отражают основные этапы эволюции природной среды Антарктики в период ее ледниковой истории. Они не всегда представлены отчетливыми сейсмическими отражениями, имеют прерывистое развитие, но достаточно надежно датированы по данным бурения возрастами ~24, 14–12 и ~3 млн. лет, соответственно.

**Изменения природной среды и обстановки осадконакопления.** В период рифтогенеза (средняя юра – мел) на континентальной окраине Восточной Антарктиды преобладали континентальные и мелководно-морские условия осадконакопления с максимальными (усредненными на весь интервал рассматриваемого геологического времени) скоростями 100–130 м/млн. лет в наиболее погруженных частях окраинного рифтового грабена.

Пострифтовый, доледниковый период времени (мел – эоцен) характеризовался преимущественно гемипелагической обстановкой седиментации с умеренными темпами отложения осадков, которые в депоцентрах (верхнее подножие континентального склона) составляли от 30 до 70 м/млн. лет. Исключение составляет континентальная окраина центральной части Земли Уилкса, где в эоценовом комплексе (между границами «3» и «4») выявлен крупный глубоководный конус выноса, средняя скорость осадконакопления в котором составляла 140–150 м/млн. лет. По своим размерам и мощности он сопоставим с постолigoценовым конусом выноса реки Конго и свидетельствует о зарождении в среднем эоцене (около 48 млн. лет назад) высокоэнергетической флювиальной системы, оставшейся устойчивой до начала оледенения (34 млн. лет). Причиной ее образования могло стать оледенение центральной части Восточной Антарктиды в районе гор Гамбурцева (рис), которое развивалось на фоне устойчивого тренда глобального [1] и регионального [2] похолодания начавшегося около 50 млн. лет назад. В среднем - позднем эоцене (42 – 34 млн. лет) неоднократный рост ледниковых куполов в Антарктиде подтверждается косвенными данными (высокоамплитудными флуктуациями уровня мирового океана, значительными изменением CO<sub>2</sub> в атмосфере, колебаниями температуры поверхности океанических вод и др.)

На границе эоцена и олигоцена (около 34 млн. лет назад) произошло существенное разрастание антарктического ледникового покрова, который достиг края шельфов, существенно изменив характер осадконакопления (преобладающее значение приобрели гравитационные процессы переноса осадочного вещества: оползни, обломочные/зернистые потоки и турбидитные потоки различной плотности).

Начало обширного антарктического оледенения в это время подтверждается бурением на антарктических шельфах, появлением



обломков горных пород за счет айсбергового разноса в дистальных отложениях Южного океана, увеличением физического выветривания в Восточной Антарктиде на фоне уменьшения химического, резким падением уровня Мирового океана более чем на 50 м, понижением температуры атмосферы и воды Южного океана, выявленным по соотношению стабильных изотопов кислорода и некоторыми другими данными [1,2,3].

На протяжении олигоцена – раннего миоцена антарктический ледовый щит оставался нестабильным, циклично изменяясь по площади своего развития, но со среднего миоцена (14–12 млн. лет), в условиях очередного глобального похолодания [1], достиг устойчивого равновесия.

Доминирующими осадочными фациями синледниковой толщи осадочного чехла (т.е. толщи, расположенной выше границы «4», и отлагавшейся в период и под воздействием антарктического оледенения) являются погребенные глубоководные каньоны, с сопряженными прирусловыми валами, отложения обломочных/зернистых и турбидиты. Днища каньонов образуют U-образные линейные долины шириной до 100–150 км, которые протягиваются на сотни километров от верхней части континентального склона до абиссальных котловин. Отложения обломочных потоков в сейсмической записи чаще всего представлены тонкими линзами с хаотическими внутренними отражениями. Наиболее крупные отложения обломочных потоков (мегадебриты) закартированы в подножии континентального склона центральной и восточной части континентальной окраины Земли Уилкса, где они образуют огромные поля шириной 100–200 км и длиной более 400 км. Турбидиты местами образуют крупные поля, отличаясь прозрачной и полупрозрачной структурой сейсмической записи.

В раннем миоцене (на сейсмических разрезах в толще, расположенной выше границы «5») отмечается расширение сети подводных каньонов и образование иловых волн (антидюн) в прирусловых валах. Наличие волн свидетельствует об увеличении энергии и/или объема суспензионных потоков, которые, стекая вниз по склону вдоль каньонов, «переливались» на окружающие их валы и создавали волнистую морфологию дна (рис.). В подножии континентального склона плато Кергелен, моря Космонавтов и моря Рисер-Ларсена началось формирование контуритов. В сейсмической записи они имеют разнообразную геометрию внутренних отражений и внешнюю морфологию. Их образование связано с действием интенсивных донных (контурных) прибрежных течений западного направления. Интенсификация донных течений, вероятно, обусловлена усилением стока холодных подледниковых вод в заливе Прюдс и на континентальной окраине Земли Уилкса.

Начиная со среднего миоцена (когда ледовый щит достиг устойчивого равновесия) темп осадконакопления существенно снизился, составляя в среднем 20–30 м/млн. лет, что объясняется низкой эрозионной деятельно-

стью ледового щита, который характеризовался преимущественно сухим ложем.

В плиоцене-плейстоцене (после 3 млн. лет назад), ледовый щит перекрывал большую часть шельфов, но в основном оставался малоподвижным, в связи с чем поступление обломочного материала в глубоководную область было очень незначительным (рис.). Исключением являлись выводные ледники, которые обладали большими скоростями течения и осуществляли сфокусированную транспортировку осадков на континентальные склоны. Наиболее ярким примером этого процесса является конус выноса в устье канала Прюдс (море Содружества), где бровка шельфа сместилась на 40 км в сторону моря, а мощность плиоцен-плейстоценовых осадков составила более 1 км (рис.) Активное осадконакопление было связано здесь с транспортировкой обломочных пород ледником Ламберта, который является крупнейшим выводным ледником мира.

Изучение мощности ледниково-морских отложений на континентальной окраине Восточной Антарктиды позволяет предполагать, что на протяжении длительного периода геологического времени скорости ледового стока были максимальны в западной части Земли Уилкса (выводной ледник Тоттен) и в заливе Прюдс (выводной ледник Ламберта).

*Работа выполнена в рамках Проекта 2, подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики», ФЦП «Мировой океан» и при поддержке гранта РФФИ 10-05-00624а*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // Science. 2001. No 292. P. 686–693.
2. Francis J. E., Ashworth A., Cantrill D. J. Crame J. A., Howe J., Stephens R., Tosolini A.-M. Thorn V. 100 Million Years of Antarctic Climate Evolution: Evidence from Fossil Plants // Proceedings of the 10th Int. Symp. on Antarctic Earth Sciences. Washington, DC. The National Academies Press. 2008. P. 19–27
3. Ehrmann W.U., Hambrey M.J., Baldauf J.G., Barron J., Larsen B., MacKensen A., Wise S.W., Zachos J.C. History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean perspective // AGU, Geophysical Monograph. 1990. V. 70. P. 423–446

More than 130000 km of MCS data from the East Antarctic margin have been analyzed to create a seismic stratigraphy model for this region. Distribution of seismic (sedimentary) facies enables reconstruction of depositional environments and ocean circulation in the geological past.

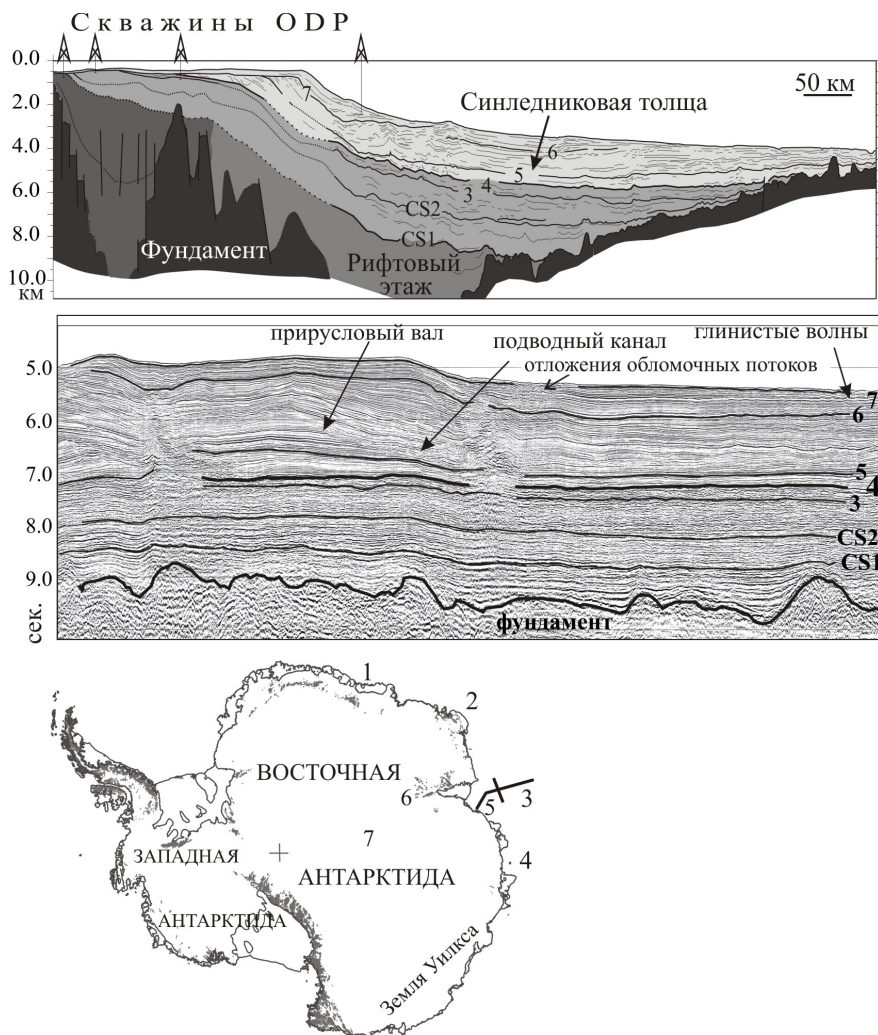


Рисунок. Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла континентальной окраины Восточной Антарктиды.

А - Глубинный разрез поперек континентальной окраины в море Содружества. Б - Временной сейсмический разрез вдоль континентальной окраины в море Содружества. Положение разрезов показано на карте Антарктики жирными линиями (1 - море Рисер-Ларсена, 2 - море Космонавтов, 3 - море Содружества, 4 - море Дэйвиса, 5 - залив Прюдс, 6 - ледник Ламберта, 7 - подледные горы Гамбурцева)

**Логвина Е.А.<sup>1</sup>, Матвеева Т.В.<sup>1</sup>, Крылов А.А.<sup>1</sup>, Гладыш В.А.<sup>1</sup>, Крейн К.<sup>2</sup>, Уитледж Т.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга («ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Liza\_Logvina@mail.ru; <sup>2</sup>Национальное Управление по Океанам и атмосфере, Сильвер Спринг; <sup>3</sup>Аляскинский Университет, Фейербанкс)

## **Литолого-геохимические особенности отложений поцмарков Чукотского плато**

**Logvina E.A.<sup>1</sup>, Matveeva T.V.<sup>1</sup>, Krylov A.A.<sup>1</sup>, Gladyshev V.A.<sup>1</sup>, Krane K.<sup>2</sup>, Whitley T.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Academician I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, "I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia", St.Petersburg; <sup>2</sup>National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring; <sup>3</sup>University of Alaska Fairbanks, Fairbanks)

## **Lithological-geochemical peculiarities of pockmarks from the Chukchi Plateau**

Результатом геолого-геофизических исследований, проводившихся в 2009 году на Чукотском плато в рамках российско-американской долгосрочной программы РУСАЛКА [1], стали новые геофизические, геохронологические, литолого-геохимические и изотопные данные, позволившие качественно охарактеризовать вмещающие отложения поцмарков [2, 3].

Многочисленные структуры - депрессии или поцмарки (*pockmark* [4]), были обнаружены американскими учеными в ходе геофизических исследований на Чукотском плато в 2003 году [5]. Происхождение подобных структур связано с восходящей фокусированной разгрузкой углеводородных (УВ) флюидов (газа, нефти и/или газонасыщенной воды) [4]. Однако, достоверных сведений о современной связи поцмарков с разгрузкой УВ в этом районе нет. Основной целью работы была характеристика отложений обнаруженных структур на дне и оценка степени активности разгрузки флюидов в их пределах.

Геофизические исследования гидролокатором бокового обзора и придонным профилографом позволили закартировать более 50-ти структур различного размера (150-850 м в диаметре и 40-50 м глубиной). Признаков присутствия газа в отложениях ни на сонограммах, ни на записях профилографа через исследованные воронки отмечено не было.

Геологический пробоботбор проводился на трех поцмарках (Рис.). Вскрытые отложения представлены однородными вязкими алевритистыми илами и глинами различных цветов. Чередование прослоев оливково-зеленого и коричневого цветов свидетельствует о смене периодов

оледенения и межледниковья [6] и отражают изотопно-кислородные стадии 2-4, 6 и 1, 5 [2], соответственно. В целом, вскрытый разрез представлен отложениями, обычными для арктических морей, не обнаруживающими характерных признаков газонасыщенности.

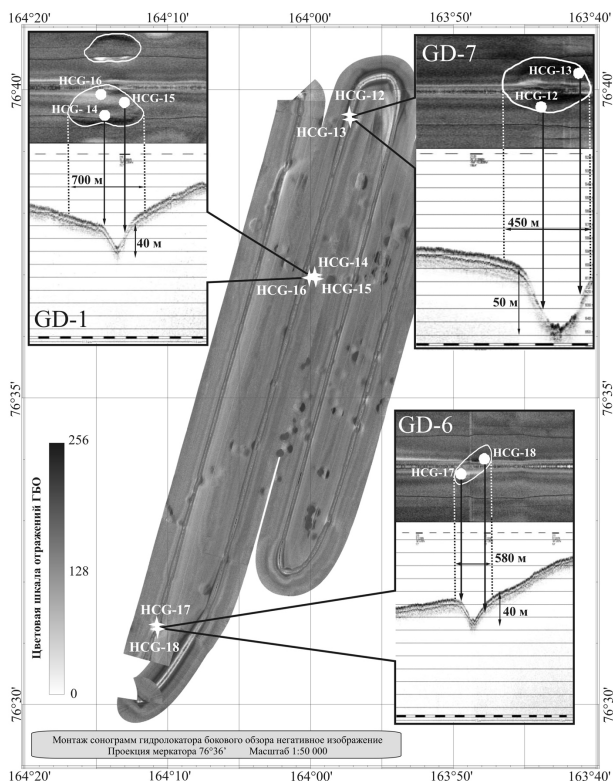


Рис. Мозаика сонограмм гидролокатора бокового обзора с местами отбора грунтовых станций. На врезках показаны фрагменты сонограмм, совмещенные с записями придонного профилографа через опробованные структуры

Интересной особенностью изученных осадков является наличие прослоев различной мощности (10-55 см), содержащих многочисленные уплотненные глинистые включения размером до 1 см в глинистом же матриксе. Подобные глинистые «окатыши» встречались в осадках поднятий Американо-Азиатского бассейна и раньше [7 и др.] и связывались с гравитационными процессами.

Общая карбонатность изученных отложений варьирует в пределах 0-45%, не обнаруживая направленных изменений. Аутигенная карбонатная

минерализация является одним из косвенных признаков разгрузки УВ флюидов на морском дне. Результаты исследования осадков в мазковых шлифах и рентгено-фазовый анализ, показали, что карбонатная составляющая представлена рассеянным мелкокристаллическим доломитом и кальцитом. Для оценки вероятности формирования аутигенных карбонатов (арагонита, кальцита и доломита) в отложениях покмарков были рассчитаны коэффициенты насыщения поровых вод по формуле:

$$\Omega = \lg \frac{[Me^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]}{Ksp},$$

где  $[Me^{2+}]$ ,  $[CO_3^{2-}]$  - активности ионов, являющиеся функцией их концентраций в поровой воде и ионной силы раствора при измеренной *in situ* температуре (-1,5°C [8]);  $Me^{2+}$  - катионы, входящие в кристаллическую решетку карбонатов;  $Ksp$  – произведение растворимости карбонатов. Кристаллизация карбонатов возможна при  $\Omega > 0$ . Модельные расчеты показали, что в отложениях покмарков в настоящее время происходит преимущественно растворение карбонатных минералов. Формирование аутигенных карбонатов на поверхности отложений покмарков также невозможно.

Рассмотрим условия осадконакопления в исследованном районе с позиции ОВ осадков и его генезиса. Содержания Сорг в изученных осадках варьируют в пределах 0,2-1,7% мас. от сухого вещества осадка при среднем значении 0,6% мас. и соответствуют опубликованным значениям для южной части Чукотского моря 0,47-1,7% мас. [9]. Измеренные изотопные значения углерода ОВ ( $\delta^{13}C$ -Сорг) варьируют в пределах -26,2...-22,4‰, при среднем значении -24,2‰, что немного ниже среднестатистических (~ -20‰ [10]).

Поскольку изотопный состав ОВ является одним из индикаторов его генезиса, попытаемся оценить вклад ОВ различного происхождения в исследованные отложения, основываясь на изотопных данных. Значения изотопного состава терригенного ОВ в арктических широтах варьируют в пределах -28...-27‰ [11, 12]. Величина  $\delta^{13}C$ -Сорг морского генезиса в арктических морях в целом, изменяется от -30,4 до -16,5‰ [13].

Наблюдаемое увеличение содержания Сорг при уменьшении значений  $\delta^{13}C$ -Сорг на верхней границе прослоев содержащих «окатыши» и в их пределах указывает на значительную долю гумусового ОВ в осадках. Величины  $\delta^{13}C$ -Сорг (-22,4...-22‰) в пробах из вмещающих отложений, напротив, свидетельствуют о доминирующей роли морского фитопланктона в седиментогенезе [14].

Для количественной оценки содержания ОВ в осадках рассчитаем долю сапропелевого и гумусового ОВ в исследованных отложениях. Принимая значения  $\delta^{13}C$ -Сорг морского генезиса равными -21,2‰ [15],  $\delta^{13}C$ -Сорг терригенного происхождения = -27,5‰ и используя формулу для расчета:

$$OB_{terr} = \frac{\delta^{13}C_{обр} - \delta^{13}C_{мор}}{\delta^{13}C_{terr} - \delta^{13}C_{мор}} * 100, \quad [15]$$

получаем расчетную величину доли терригенного ОБ в изученных отложениях, составляющую в среднем 48,8%.

По результатам исследований покмарков Чукотского плато, сделана попытка прояснить генезис изученных структур, степень их активности и особенности литолого-геохимического состава слагающих их осадков. Отсутствие признаков современной разгрузки газа по геофизическим, литологическим и минералогическим данным в пределах исследованных покмарков свидетельствует о том, что изученные донные структуры в настоящее время находятся в так называемой «спящей» стадии [4]. Результаты изучения изотопного состава Сорг осадков показали преимущественно смешанный сапропелево-гумусовый генезис органического вещества с преобладанием гумусового ОБ (58,7-66,7%) в прослоях содержащих «окатыши» и на их верхних границах. Высокая доля гумусовой составляющей, и текстурные особенности отложений могут свидетельствовать о смене нормальных морских условий осадконакопления ледниковыми. Согласно последним палеорекострукциям, Чукотское плато было перекрыто локальным ледником во время 6-й изотопно-кислородной стадии [16]. По мнению А.С. Астахова с соавторами [2], вскрытые в пределах исследованных структур отложения, в целом, датируются возрастом порядка 250-300 тыс. лет. Закономерно полагать на данном этапе исследований, что если покмарки и являются древними, частично захороненными, то их формирование могло иметь место более 300 тыс. лет назад.

Выполненную работу можно рассматривать в качестве первого шага на пути понимания генезиса и особенностей формирования изученных покмарков. Для окончательного решения вопроса о происхождении данных структур необходимы дополнительные экспедиционные исследования.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. <http://www.arctic.noaa.gov>
2. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н., Коршунов Д.А., Крэйи К., Логвина Е.А. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
3. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А., Крылов А.А. Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато. Проблемы Арктики и Антарктики. СПб: ААНИИ. №2 (88) с. 45-55.
4. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow, the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press. 2007. 475 p.
5. Mayer L.A. Cruise report. USCGC Icebreaker Healy (WAGB-20) U.S. Law of the Sea cruise to map the foot of the slope and 2500-m isobath of the US Arctic Ocean margin CRUISES HE-0302 August 30 to September 11. 2003 Barrow. AK

to Barrow. AK. 44 p.

6. Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна // Л., Морской транспорт, 1961. 152 с.

7. Stein R., Drachev S., Fahl K. et al. Marine geological investigations // Reports on Polar Research. 1999. V. 308. P. 30-75.

8. Miyake H., Masuda K., Anma G., Sasaki S., Yamaguchi H. and Meguro T. Hydrographic Conditions in the Chukchi Sea and St. Lawrence Island polynya region in midsummers of 1990, 1991 and 1992 // Proc. NIPR Symp. Polar Biol. 1994. V. 7. P. 1-9.

9. Астахов А.С., Ван Р., Иванов М.В. Геохимия осадконакопления в Чукотском море и примыкающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседimentации, влияние эндогенной активности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1, 2009, С. 28-32.

10. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов М.: «Мир». 1983. 198 с.

11. Ивлев А.А. О механизме появления изотопных эффектов углерода при фотосинтетической ассимиляции CO<sub>2</sub> // Физиология растений. 1984. Т. 31. Вып. 4. С. 765-776.

12. Kodina L.A. Carbon isotope composition of phytoplankton in the Yenisei river-estuary-open sea system and the application of isotopic approach for evaluation of phytoplankton contribution to the Yenisei POC load // Ber. zur Polar- und Meeresforschung. 2002. № 419. P. 143-150.

13. Rau G.H., Sweeney R.E., Kaplan I.R. Plankton 13C:12C ratios changes with latitude: differences between northern and southern oceans // Deep-Sea Research. 1982. V. 29. P. 1035-1039.

14. Ленин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И., Павлова Г.А., Беляев Н.А., Крейн К., Пименов Н.В., Иванов М.В. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 247-266.

15. Stein R., MacDonald R.W. (Eds.) The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer. 2004. 363 p.

16. Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 3505-3517.

This paper presents results of the geophysical, lithological, mineralogical, geochemical and isotopical studies of sediments from the deep-sea pockmarks from the Chukchi Plateau. The data were collected during RUSALCA-2009 (RUSSian-American Long term Census of the Arctic) expedition onboard RV Professor Khromov.



**Мурзин Р.Р.<sup>1</sup>, Вержбицкий В.Е.<sup>1</sup>, Васильев В.Е.<sup>1</sup>, Рослов Ю.В.<sup>2</sup>, Ананьев В.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ООО "Газпромнефть НТЦ", Санкт-Петербург, Murzin.RR@gazpromneft-ntc.ru;

<sup>2</sup>ООО "Сейсмошельф", Санкт-Петербург)

### **Сейсмофациальный анализ и сейсмостратиграфия**

#### **Присевероземельского прогиба как основа для**

#### **стратификации осадочного чехла Северо-Карского шельфа**

**Murzin R.R.<sup>1</sup>, Verzhbitskiy V.E.<sup>1</sup>, Vasilyev V.E.<sup>1</sup>, Roslov**

**Yu.V.<sup>2</sup>, Ananьев V.V.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>LLC "Gazpromneft NTC", St-Petersburg; <sup>2</sup>LLC "Seismo Shelf", St-Petersburg)

### **Seismic facies and seismic stratigraphy of Priseverozemelskiy depression as a base for stratification of sedimentary cover of North Kara shelf**

Широко предполагается, что Карское море является перспективным регионом на открытие крупнейших месторождений углеводородов. Тем не менее, чрезвычайно низкая геолого-геофизическая изученность региона не позволяет сложить достоверное представление о его глубинном строении. Изучение осадочного чехла Карского шельфа в настоящее время основано, в основном, на интерпретации данных, полученных в результате сейсмических исследований. Вещественная характеристика и возрастная привязка прослеженных границ сейсмостратиграфических комплексов и подкомплексов, особенно в северной части, не может быть определена сколько-нибудь однозначно из-за отсутствия пробуренных скважин на акватории и на островах архипелага Северная Земля. Интерпретация сейсмических материалов основана на данных по удаленным скважинам и геологическому строению материкового и островного обрамления. Проводимые здесь сейсмоакустические исследования позволяют охарактеризовать только самую верхнюю (мезозойскую) часть разреза, поэтому исследования структуры и стратиграфии палеозойских отложений карского шельфа на основе сейсморазведочных данных МОГТ представляются весьма актуальными.

В пределах Карского моря в тектоническом отношении выделяют две различные по возрасту плиты: на северо-востоке моря расположена Северо-Карская с докембрийским(?) возрастом стабилизации фундамента, а на юго-западе - часть плиты эпипалеозойского Западно-Сибирского бассейна, которой отвечает Южно-Карская синеклиза [1, 2]. Эти плиты разделены между собой крупным поднятием акустического фундамента юго-восточного простирания - Северо-Сибирским порогом. Соответственно, стратиграфический объем чехла и характер сейсмической записи южной и северной частей Карского моря значительно разнятся. Основные

сейсмокомплексы, выделяемые в южной части, являются мезозойскими и кайнозойскими, а с подошвой осадочного чехла Западно-Сибирской плиты связан отражающий горизонт А, интерпретируемый как поверхность позднепалеозойского тектонического фундамента. Горизонт А прослеживается и через Северо-Сибирский порог на глубине около 500 метров (от дна). В пределах всего порога ниже этого горизонта волновое поле представлено хаотической записью с многочисленными осями дифракции.

К северо-востоку от Северо-Сибирского порога, ниже горизонта А, отчетливо прослеживается слабоскладчатая слоистая толща, которая большинством исследователей соотносится с рифей(?)–палеозойскими комплексами Северной Земли мощностью до 10 км. Целью работы ставилась интерпретация палеозойских отложений северной части Карского моря, основываясь на данных сейсморазведки 2Д по опорному профилю ЗАР, выполненному в 2006 году ФГУП "Севморгео". Для этого необходимо было решить такие задачи, как выделение основных сейсмических комплексов в масштабе, равном или близком 1:1, а также их стратиграфическая привязка.

Достаточно популярна точка зрения о рифтовой структуре фундамента северной части Карского моря [3], с вертикальной амплитудой смещения по отдельным разломам, достигающей нескольких километров. По мнению авторов настоящей работы, в большинстве случаев это редко подтверждается данными сейсморазведки: при прослеживании границ сейсмических комплексов в масштабе, близком или равном 1:1, предполагаемые разломные зоны оказываются складками с увеличивающейся мощностью в ядрах синклиналей. Плохая прослеживаемость отражающих горизонтов, неоднородность амплитудного состава и частотной составляющей тоже не всегда являются признаками разломной тектоники, так как могут быть вызваны процедурами сейсмической обработки или литологическими особенностями.

Опорный профиль ЗАР, проходящий с юго-запада на северо-восток северной части Карского моря, заканчивается в 7 км от о. Длинный, входящий в состав архипелага Северная Земля. Ввиду отсутствия данных бурения в этой области, геологическую привязку можно предположить, основываясь на геологическую съемку близлежащих островов [4]. В основе расчленения сеймостратиграфического разреза Северо-Карского региона лежит представление о резком угловом несогласии в основании ордовикских отложений, которое было установлено на Северной Земле [5]. Существование данного несогласия на сейсмических записях было подтверждено в результате структурного анализа регионального профиля; при этом была отмечена значительная изменчивость в качестве прослеживания этой границы. Наше наблюдение не подтверждает ранее сложившиеся представления о согласном залегании пород нижнего-

среднего палеозоя [6]. Другой комплекс, выделяемым нами в Присевероземельском прогибе, характеризуется нижней границей с высокоамплитудным двухфазным отражением, с подошвенным прилеганием наклонных рефлекторов, направленных с северо-востока и юго-запада навстречу друг другу. Эта мощная проградационная толща коррелируется нами с девонскими молассовыми отложениями Северной Земли, маркирующими региональное проявление каледонского орогенеза.

Аномалия сейсмической записи на глубине от 100 до 800 м на северо-восточном окончании профиля 3-АР, где отражения от горизонтально залегающих переслаивающихся границ интерферируют с секущими их наклонными отражениями, интерпретируется нами как серия ассиметричных складок срыва, по нашему мнению, отражающих начало герцинской компрессионной деформации Северной Земли и Таймыра в середине карбона. Отложения палеозоя, вовлеченные в слабые пликативные деформации на уровне карбона перекрываются с резким угловым несогласием маломощными (до первых сотен метров) мезозойско-кайнозойскими толщами. Соответственно, амплитуда предмезозойского размыва может быть оценена в 3-5 км.

В результате проделанной работы удалось выделить основные сейсмические границы регионального профиля 3-АР, и увязать их с данными геологических съемок на островах архипелага Северная Земля. Нижнее интерпретируемое угловое несогласие с учетом такой привязки является кембрий-ордовикским (предордовикским), что увеличивает мощность палеозойского чехла как минимум на 3 км (относительно ранних представлений). Признаков крупных структур растяжения (рифтовых бассейнов) в основании палеозойского чехла по имеющимся данным не выявлено. Принимая во внимание возможные перспективы обнаружения углеводородов именно в палеозойской части разреза севера Карского моря, проведенные нами существенные уточнения сейсмостратиграфии данного региона являются актуальными для дальнейших тематических исследований.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Гусев Е.А. и др. Отчет по объекту № 109 "Создание унифицированных структурно-тектонических карт шельфа Арктических морей для включения в геоинформационную систему России", Санкт-Петербург, 2005.
2. Кириллова Т.А. и др. Отчет "Изучить геологическое строение и выполнить оценку перспектив нефтегазоносности Обручевского вала в Карском море", Мурманск, 2005.
3. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. и др. "Проведение комплексных геолого-геофизических исследований (сейсморазведочных МОВ ОГТ, КМПВ ГСЗ, НСАП, гравиметрических, магнитометрических, газогеохимических) на опорном профиле 4-АР (п-ов Таймыр - Земля Франца-Иосифа) с целью изучения глубинного строения и уточнения перспектив нефтегазо-

ности Баренцево-Карской плиты и зон её сочленения с сопредельными тектоническими структурами", Санкт-Петербург, 2007

4. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. СПб.: ВНИИОкеанологии, 2000. 187 с.

5. Lorenz H., Mannik P., Gee D., Proskurnin V. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 2008. V. 97. P. 519–547.

6. Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Иванов Г.И., Рослов Ю.В., Кузина Т.Н. Палеозойские отложения Карского шельфа и их нефтегенерационный потенциал (по материалам работ на опорных профилях) // Нефть и газ Арктики. Материалы международной научно-технической конференции, под ред. д.г.-м.н., проф. В.П. Гаврилова. М.: Интерконтакт Наука, 2007. С. 156-166.

Kara Sea is widely-known prospective region for new largest hydrocarbon fields discoveries. Nevertheless, low level of geological and geophysical exploration of region prevents obtaining reliable information about its deep structure. Based on marine seismic data combined with known regional geological structure/events we recognized several geological boundaries/unconformities, dividing the sedimentary cover into seismic complexes of different age: Ordovician-Silurian, Devonian, Lower Carboniferous, Upper Carboniferous-Permian and Mesozoic.

## **Полякова Е.И.<sup>1</sup>, Штайн Р.<sup>2</sup>, Баух Х.А.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия [ye.polyakova@mail.ru](mailto:ye.polyakova@mail.ru), <sup>2</sup> Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия, <sup>3</sup> Институт морских исследований при Кильском университете, Киль, Германия)

### **История рек Сибири и маргинальных фильтров за последние 10 тысяч лет по материалам диатомового анализа**

## **Polyakova Ye.I.<sup>1</sup>, Stein R.<sup>2</sup>, Bauch H.A.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia, <sup>2</sup>Alfred Wegener Institute of Marine and Polar Research (AWI), Bremerhaven, Germany, <sup>3</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, Kiel University (IFM-GEOMAR), Kiel, Germany)

### **History of the Siberian rivers and the marginal filters during the last 10 cal. ka based on diatom analysis**

Моря Карское и Лаптевых, расположенные в центральной части Евразийского сектора Арктики, играют ключевую роль в формировании ледово-гидрологического режима Северного ледовитого океана благодаря обильному речному стоку в летний период и формированию льдов в пределах Великой Сибирской полыньи зимой. В настоящее время ежегодно более половины пресных вод и льдов поступает в Арктический океан с Сибирского шельфа Евразии, обеспечивая стабильность стратификации его приповерхностных вод и ледового покрова. Наиболее ярким отражением состояния современного климатического режима и его изменений в настоящее время в Арктике является стремительно сокращающийся ледовый покров. Таким образом, изучение современных и палеогидрологических процессов имеет важное значение для понимания процессов формирования водных масс и их эволюции в Северном Ледовитом океане.

Материалами исследований послужили детально датированные (AMS <sup>14</sup>C) колонки донных осадков из Обского и Енисейского заливов и прилегающей южной части Карского моря, а также из палеодолин реки Лена юго-восточной части моря Лаптевых, которые были получены во время российско-германских экспедиции 1995-2001 гг. Согласно результатам радиоуглеродного датирования данные колонки охватывают временной интервал до 11 тыс. календарных лет. Для реконструкций изменений поступления на шельф речных вод и солености поверхностных вод использовались установленные количественные соотношения между содержанием пресноводных диатомей в поверхностных осадках арктических морей и средней межгодовой соленостью поверхностных вод [2]. Как было показано А.П. Лисицыным [1], аккумуляция органического материала, выносимого реками, так же как и биологическая продуктивность вод, контролируется физико-химическими и биологическими процессами в зоне смешения речных и морских вод («маргинальный фильтр» [1]).

Результаты исследований распределения численности диатомей в поверхностных осадках Сибирских морей выявили инверсивную связь общих концентраций створок диатомей в поверхностных осадках и значений летней солености поверхностных вод. Экстремально высокие концентрации диатомей (преимущественно речных планктонных видов) в осадках установлены во внешней части обского и енисейского эстуариев и прилегающей части Карского моря при солености вод 5-8‰, и максимально высокие концентрации отмечены в прибрежных районах моря Лаптевых, прилегающих к дельте Лены при солености вод менее 10‰. Выявленные закономерности распределения диатомей были положены в основу реконструкций изменений стока Сибирских рек Обь, Енисей и Лена, и эволюции «маргинального фильтра» этих рек в ходе постгляциального повышения уровня моря за последние 11 тыс. календарных лет.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лисицын А.П. Маргинальные фильтры океанов // Океанология. 1994. Т. 34 (5). С. 671-682.
2. Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance. Proceedings in Marine Sciences* / R. Stein et al. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375–400.

Using diatoms as principal proxy the major stages of development of the discharge of the Siberian Arctic seas (Ob, Yenisei and Lena) and the evolution of the “marginal filters” of these rivers on the Laptev and Kara seas were reconstructed for the last 11 cal. ka.

**Портнягин М.В.<sup>1,2</sup>, Ванке М.<sup>2</sup>, Хернле К.<sup>2</sup>, Хауфф Ф.<sup>2</sup>, ван ден Бogaард П.<sup>2</sup>, Гарбе-Шёнберг Д.<sup>3</sup>, Вернер Р.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского, Москва, [mportnyagin@geokhi.ru](mailto:mportnyagin@geokhi.ru); <sup>2</sup>Лейбниц-институт морских исследований ИФМ-ГЕОМАР, Киль, ФРГ; <sup>3</sup>Институт наук о Земле при университете г. Киль, ФРГ)

**Первые данные о возрасте и составе пород вулканического фундамента хребтов Бауэрс и Ширшова, Берингово море**  
**Portnyagin M.V.<sup>1,2</sup>, Wanke M.<sup>2</sup>, Hoernle K.<sup>2</sup>, Hauff F.<sup>2</sup>, van den Bogaard P.<sup>2</sup>, Werner R.<sup>2</sup>, Garbe-Schönberg D.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany; <sup>3</sup>Institute of Earth Sciences at Kiel University, Kiel, Germany)

**First data of the age and composition of volcanic basement of Bowers and Shirshov Ridges in the Bering Sea**

Хребты Бауэрс и Ширшова являются крупными подводными тектоническими структурами дискуссионного возраста и происхождения в Беринговом море (рис. 1). До сих пор опубликовано всего несколько химических анализов метаморфических пород поднятых с хребта Ширшова [1], возраст которых согласно данным [2] составляет 73 млн лет. Данные по составу и возрасту пород, слагающих хребет Бауэрс отсутствуют. Эти данные принципиальны для решения вопросов о том, представляют ли эти хребты древние островные дуги [3-4], являются внутриокеаническими поднятиям, скученными на континентальном подножии [5], фрагментами древнего океанического хребта (хребет Ширшова) [5] или реликтами мезозойских гор Императорского хребта [6]. Решение этих вопросов необходимо для выяснения геодинамической эволюции Берингова моря и всего северо-востока Евразии.

В докладе будут представлены первые данные о возрасте и составе вулканических пород фундамента хребтов Бауэрс и Ширшова, полученные для пород драгированных в ходе рейса НИС «Зонне» SO201-1b и -2, проводившегося в рамках совместного российско-германского проекта КАЛЬМАР в 2009 году. Расположение станций драгирования показано на рисунке 1.

Породы драгированные с северо-восточного склона хребта Бауэрс представлены главным образом клинопироксен-порфировыми базальтами с небольшим количеством оливина и плагиоклаза, а также роговообманковыми клинопироксен-содержащими андезибазальтами и трахиандезитами. Породы имеют обогащенные спектры РЗЭ ( $La_N/Yb_N=3.2-8.5$ ), на нормализованных к составу мантии спектрах микроэлементов резко обогащены подвижными во флюидах элементами (Pb, K, Ba, U) и напротив обеднены инертными во флюидах высокочargedными элементами (Zr, Nb,

Ta, Ti). На дискриминационной диаграмме Б. Вуда (рис. 2) составы все породы хребта Бауэрс располагаются в области типичных островодужных базальтов. Породы хребта Бауэрс имеют также умеренную «адакитовую» специфику, что выражается в повышенных отношениях  $Sr_N/Y_N$  (7-13). Породы имеют нерадиогенные изотопные отношения Sr и Pb ( $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70296-0.70311$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb=18.22-18.30$ ) и относительно радиогенный состав Nd ( $^{143}Nd/^{144}Nd=0.51312-0.51314$ ) промежуточные между составами пород Центральной и Восточной частей Алеутской островной дуги [8]. Ar-Ar возраста этих пород, полученные для кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, составляют 26-32 млн. лет, что соответствует олигоцену.

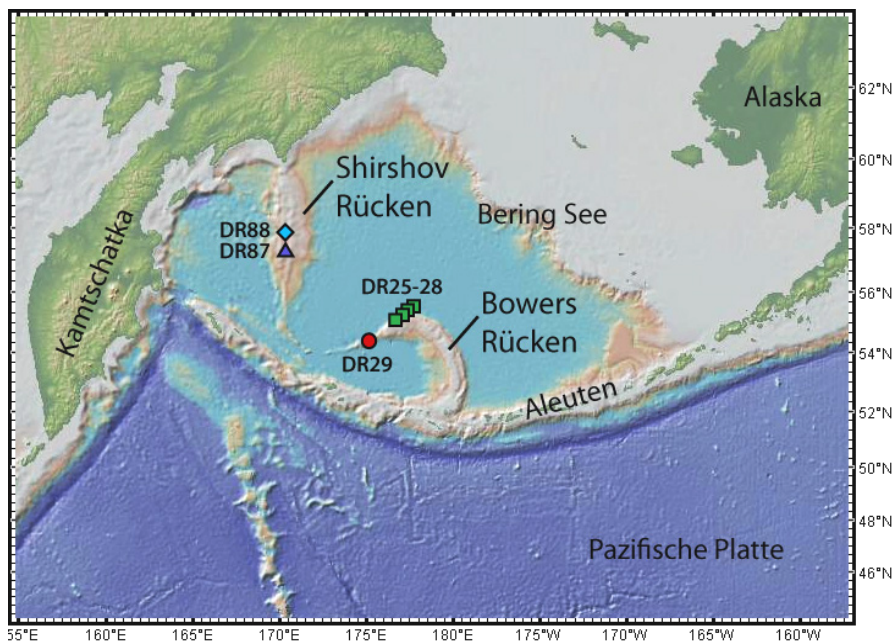


Рис. 1. Расположение станций драгирования на хребтах Бауэрс и Ширшова в ходе рейсов НИС «Зонне» SO201-KALMAR 1b and 2

Породы, драгированные в средней части хребта Ширшова, представлены клинопироксен-роговообманковыми трахибазальтами (станция DR87), несколько менее обогащенными РЗЭ ( $La_N/Yb_N=2-5$ ), но в целом близкими по составу породам хребта Бауэрс. Другая группа пород (станция DR88) представлена афировыми трахиандезитами, трахитами и дацитами с редкими вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена. Эти породы имеют слабообогащенные спектры РЗЭ ( $La_N/Yb_N=1.8$ ) и характеризуются



выраженной отрицательной Eu-аномалией на нормализованных к составу мантии спектрах микроэлементов. Породы хребта Ширшова имеют более радиогенные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70338-0.70414) и близкие отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по сравнению с породами хребта Бауэрс. Высококремнистые разновидности пород хребта Ширшова отличаются несколько повышенными отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (18.46-18.47). Также как и породы хребта Бауэрс, вулканические породы хребта Ширшова имеют типичные островодужные черты составов (рисунок 2). Ar-Ar возраст этих пород, полученный для вкрапленников роговой обманки из трахибазальтов и плагиоклаза из трахиандезитов, составляет 65 и 69 млн. лет, соответственно, что отвечает маастрихту.

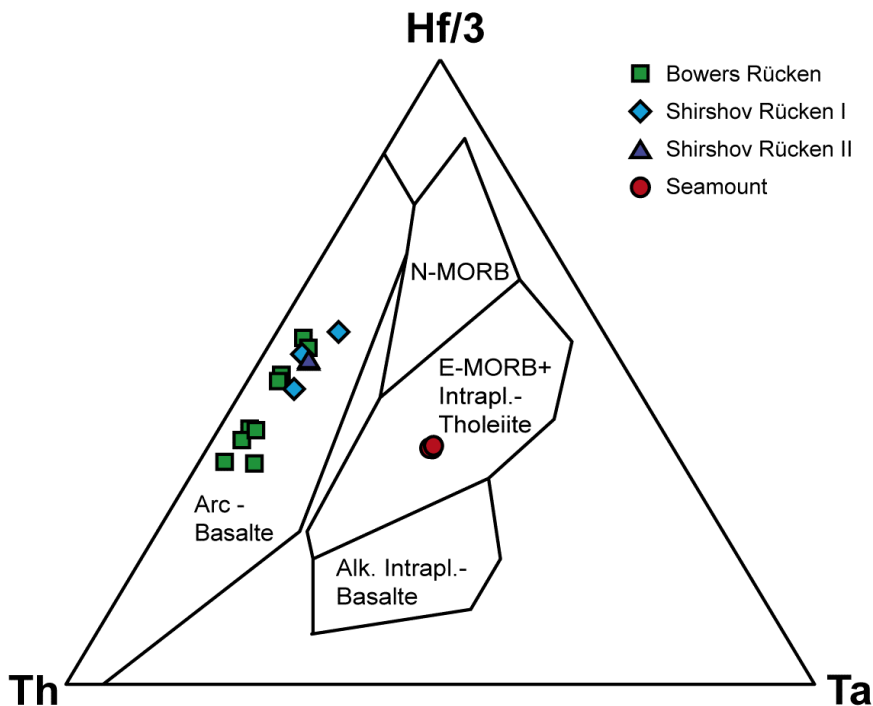


Рис. 2. Состав вулканических пород хребтов Бауэрс и Ширшова на дискриминационной диаграмме Th-Hf-Ta по [7]

Породы, драгированные на подводной горе на западном окончании хребта Бауэрс, отличаются от всех других изученных пород. Петрографически они представляют собой оливин-порфировые подушечные лавы с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза и пироксена и хорошо сохранившимися стекловатыми корками закалки. Эти породы

обладают геохимическими чертами типичных океанических толеитов внутриплитного типа (рисунок 2), что выражается в высоком содержании высокозарядных элементов (Nb, Ta) и ровных спектрах микроэлементов без выраженного обогащения подвижными во флюидах элементами. Во многих отношениях эти породы близки по составу Гавайским толеитам, но имеют менее фракционированные отношения тяжелых РЗЭ, низкое содержание FeO и, напротив, высокое  $Al_2O_3$ , что свидетельствует об относительно малоглубинных условиях образования. Возраст этих пород, полученный на основе анализа стекла, плагиоклаза и раскристаллизованной основной массы, оказался близким к другим породам хребта Бауэрс – 22-27 млн. лет.

Суммируя полученные данные, можно сделать вывод о том, что возраст и состав вулканического фундамента хребта Бауэрс соответствуют образованию in-situ в пределах Берингова моря, возможно как часть прото-Алеутской дуги. Хребет Ширшова, сложенный породами разнообразного генезиса (метаморфизованные океанические осадки и габбро [1-2, 9], островодужные породы) и возраста, возможно, имеет тектоническую покровную природу и является фрагментом древней, интраокеанической островной дуги, расколотой и деформированной в результате раскрытия Командорской котловины в миоцене [9]. Обогащенные толеиты олигоценового возраста, драгированные на западном окончании хребта Бауэрс, могут быть интерпретированы как результат малых степеней декомпрессионного плавления мантии под Беринговым морем в результате локального растяжения вдоль трансформного разлома. Эти результаты позволяют критически оценить существующие гипотезы и предложить новые, обоснованные абсолютными возрастами и составами пород, модели эволюции Берингова моря.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну приглашение сделать этот доклад. *Эти исследования являются частью российско-германского проекта КАЛЬМАР, финансируемого Министерствами науки и образования ФРГ и РФ.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Silantyev S.A., Baranov B.V., Kolesov G.M. Geochemistry and petrology of amphibolites from the Shirshov Ridge (Bering Sea) // *Geochimiya*. 1985. V. 12. P. 1694-1704.
2. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Ландер А.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследований цирконов методом U-P-SHRIMP // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 439. № 2. С. 233-239.
3. Cooper A.K., Marlow M.S., Ben-Avraham Z. Multichannel seismic evidence bearing on the origin of Bowers Ridge, Bering Sea // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1981. V. 92. P. 474-484.
4. Scholl D.W. Viewing the tectonic evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) connection with an Alaska crustal extrusion perspective // *Eichelberger*

J.C., Gordeev E., Izbekov P., Kasahara M., Lees J. (eds): Volcanism and subduction the Kamchatka region. American Geophysical Union, 2007. Monograph. V. 172. P. 3-35.

5. Ben-Avraham Z., Cooper A.K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Geol. Soc. Am. Bull. 1981. V. 92. P. 485-495.

6. Steinberger B., Gaina C. Plate-tectonic reconstructions predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea // Geology. V. 35. P. 407-410.

7. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 50. P. 11-30.

8. Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W. Along-Strike Variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of High Mg Andesite and Implications for Continental Crust // Eiler J (ed): Inside the Subduction Factory. 2003. American Geophysical Union, Monograph. V. 138. P. 223-276.

9. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Kommandorsky basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. V. 199(2-4). P. 237-270.

In-situ volcanic rocks obtained from Bowers and Shirshov Ridges during joint Russian-German expeditions of R/V SONNE evidence for the origin in island arc setting during Oligocene (Bowers Ridge) and Maastricht (Shirshov Ridge). Intraplate oceanic-like tholeiites from the western extension of Bowers Ridge have Oligocene age and were formed within the Bering Sea as results of local spreading, perhaps in pull-apart basin. These results are fundamental contribution to our understanding of geodynamic evolution of the Bering Sea and will permit refining existing models as well as developing new tectonic models for this region.

**Силантьев С.А.<sup>1</sup>, Краснова Е.А.<sup>1</sup>, Портнягин М.В.<sup>1,3</sup>,  
Новоселов А.А.<sup>1</sup>, Дубинина Е.О.<sup>2</sup>, Хауфф Ф.<sup>3</sup>, Вернер Р.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, [silantyev@geokhi.ru](mailto:silantyev@geokhi.ru); <sup>2</sup>Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва; <sup>3</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**Низкотемпературные изменения перидотитов разломной  
зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана):**

**тектоническая интерпретация условий образования**

**Silantyev S.<sup>1</sup>, Krasnova E.<sup>1</sup>, Portnyagin M.<sup>1,3</sup>, Novoselov A.<sup>1</sup>,  
Dubinina E.<sup>2</sup>, Hauff F.<sup>3</sup>, Werner R.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Vernadsky Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow; <sup>3</sup>Leibniz Institute of Marine Sciences, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**Low-temperature alteration of ultramafic rocks from Stalemate  
Fracture Zone (North-West Pacific): tectonic applications of  
origin conditions**

За исключением детально изученной цепи Императорских подводных гор, сведения о строении земной коры северо-западной акватории Тихого океана до настоящего времени ограничиваются лишь геофизическими данными и содержатся в описаниях керна осадков, полученного при глубоководном бурении. Природа океанического фундамента в этом районе Мирового океана до сих пор остается практически неизученной. Согласно П. Лондсэйлу [1], небольшой фрагмент древней океанической плиты Кула сохранился в северо-западном секторе Тихого океана к югу от Алеутского жёлоба. Вдоль своего южного окончания этот фрагмент ограничен протяженным поперечным хребтом Стелмейт, сопряженным с одним из предполагаемых палео-трансформных разломов спредингового центра Кула-Пацифик. Предполагается, что этот хребет, был образован в результате тектонического взброса блока океанической литосферы мелового (?) возраста вдоль трансформного разлома [1]. Однако, какие либо данные о породах, слагающих хребет Стелмейт, до настоящего времени отсутствуют. В 2009 году в рамках германско-российского проекта KALMAR в северо-западной части Тихого океанам состоялся рейс SO201-1b германского НИС «Зонне», одним из объектов изучения которого была разломная зона Стелмейт. Карта рельефа океанического дна и местоположения станций драгирования НИС «Зонне» в районе палео-трансформного разлома Стелмейт. Несомненной удачей этого рейса можно считать успешное драгирование, проведенное на четырех станциях, расположенных вдоль простираения хребта Стелмейт (рис. 1), на которых были подняты породы, представляющие полный разрез океанической литосферы, образованной в спрединговом центре Кула-

Пацифик [2].

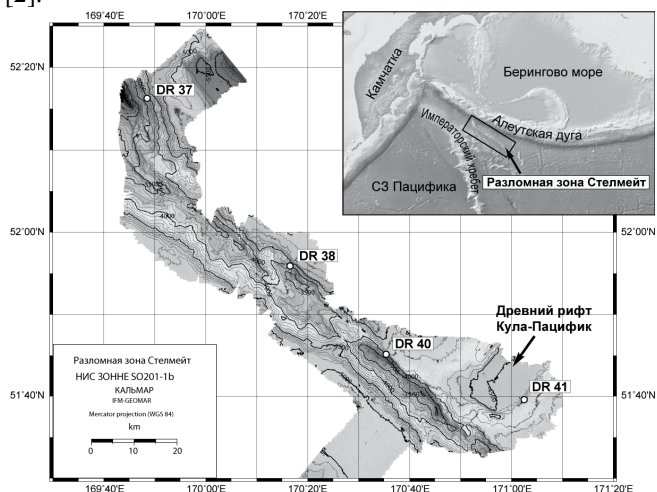


Рис. 1. Карта рельефа океанического дна и местоположения станций драгирования НИС «Зонне» в районе палео-трансформного разлома Стелмейт

Изученная коллекция перидотитов включала 4 образца сильно измененных аподунитовых и 11 образцов аполерцолитовых пород. Согласно результатам работы [3], шпинелевые лерцолиты являются продуктом 10-12 % околофракционного плавления деплетированной мантии, а дуниты, возможно, представлены продуктами взаимодействия лерцолитового субстрата с магматическим расплавом. Сильно измененные дуниты выглядят как светло рыжие породы с редкими (<3%) макроскопически различимыми реликтами шпинели [2]. При петрографическом изучении этих пород выявляется типичная для аподунитов петельчатая структура. Главным пороодообразующими минералом аподунитовых пород, однако, является не серпентин, а кварц. В резко подчиненном количестве присутствуют хлорит, серпентин и гидроокислы железа; присутствуют также редкие реликты первичной красно-бурой шпинели и бутылочно-зеленого клинопироксена. Практически полное окварцевание аподунитов резко отличает эти породы от известных продуктов гидротермального преобразования и низкотемпературного (придонного) выветривания перидотитов океанической коры. До настоящего времени подобный феномен не был описан ни в одной из публикаций, посвященных минералогии и геохимии перидотитов из фундамента современных океанических бассейнов. В отличие от окварцованных аподунитов, аполерцолитовые серпентиниты характеризуются значительно лучшей сохранностью первичных минералов, среди которых встречаются ортопироксен, клинопироксен и обильная шпинель. Этим породам

свойственно также разнообразие ассоциаций вторичных минералов, которые соответствуют широкому интервалу температур образования. В аполерцолитовых серпентинитах разломной зоны Стелмейт сохранились признаки относительно высокотемпературного внутрикорового океанического метаморфизма. Следует подчеркнуть, что в некоторых образцах аполерцолитовых серпентинитов обнаружен кварц (или аморфный кремнезем), содержание которого сильно уступает установленному в аподунитовых породах.

Замечательной особенностью окварцованных дунитов является очень высокое содержание в этих породах кремнезема (до 88.70 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) и необычно низкое -  $\text{MgO}$  (до 1.39 мас. %) (рис. 2). На том же рисунке обозначены поля состава абиссальных перидотитов САХ, среди которых отдельно выделены серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты и перидотиты, подвергшиеся стеатитизации (оталькованию). Характер распределения точек состава окварцованных аподунитов хребта Стелмейт в координатах  $\text{SiO}_2$  -  $\text{MgO}$  демонстрирует резкое различие между этими породами и продуктами гидротермального преобразования океанического ультраосновного субстрата. Отрицательные корреляции  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Sc}$  в аподунитах свидетельствуют, что при процессе силификации происходило замещение железо-магнезиальных силикатов протолита этих пород кварцем. В свою очередь, аполерцолитовые серпентиниты имеют составы близкие к абиссальным перидотитам. Однако, геохимические признаки начальной стадии силификации проявлены также и в этих породах, о чем свидетельствует отрицательная корреляция между содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  и отклонение составов аполерцолитовых серпентинитов в область несколько более высоких содержаний  $\text{SiO}_2$ , по сравнению с перидотитами САХ. Важно подчеркнуть, что силификация изученных перидотитов сопровождалась их десерпентинизацией. Об этом свидетельствует сильная отрицательная корреляция между содержанием  $\text{SiO}_2$  и потерями при прокаливании в окварцованных аподунитах. Имеющиеся данные указывают на то, что окварцованные серпентиниты не имеют минералогических и геохимических аналогов среди абиссальных перидотитов. Следовательно, десерпентинизация и окварцевание этих пород отражают более сложную эволюцию океанического субстрата, чем характерную для всех известных в настоящее время абиссальных перидотитов. В настоящем исследовании было принято, что окварцевание изученных перидотитов можно рассматривать как результат процесса выветривания.

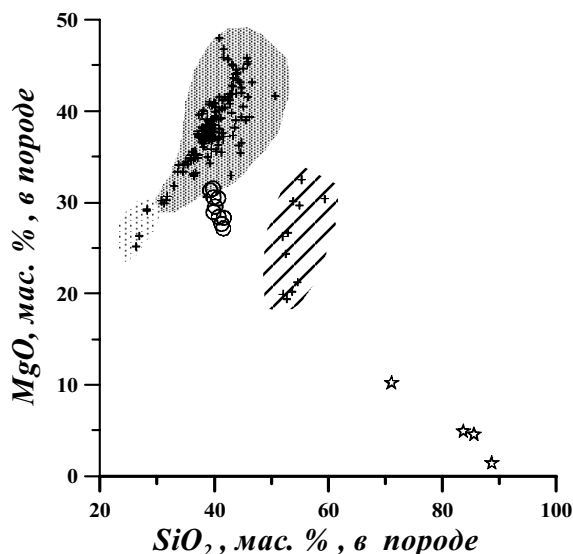


Рис. 2. Вариации содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  в перидотитах хребта Стелмейт.

Звездочки - силифицированные аподунитовые породы, кружки - аполерцолитовые серпентиниты, крестики - абиссальные перидотиты САХ.

Густым крапом обозначено поле серпентинитов, бледным крапом - карбонатизированных серпентинитов, косой штриховкой - оталькованных перидотитов (стеатитов)

Естественно предполагать две контрастных по физико-химическим параметрам обстановки, в которых протекал этот процесс: подводную и субаэральную. Для того чтобы определить какая из двух сред, способствовала силификации перидотитов хребта был применен метод численного моделирования. Расчеты выполнялись с использованием программного комплекса GEOCHEQ\_M [4] с учетом кинетики растворения минералов, разработанным в [5]. Результаты проведенного моделирования позволяют прийти к выводу, что геохимические и минералогические эффекты, наблюдаемые в окварцованных дунитах хребта Стелмейт, наиболее близки к ожидаемым в результате низкотемпературного изменения серпентинитового океанического субстрата в субаэральных условиях. В пользу подобного механизма окварцевания аподунитовых серпентинитов разлома Стелмейт свидетельствуют также полученные оценки изотопного состава кислорода в образцах этих пород:  $\delta\text{O}^{18} = 28.7\text{--}28.9\text{‰}$  (валовая проба),  $\delta\text{O}^{18} = 26.2\text{--}28.7\text{‰}$  (кварц). Представленные в настоящей работе эмпирические и расчетные данные свидетельствуют о том, что окварцевание серпентинитов хребта Стелмейт навряд ли могло происходить при условиях, соответствующих их современному

глубоководному залеганию, и более вероятно является следствием субаэрального выветривания. Подобная обстановка выветривания подразумевает крупно-амплитудные перемещения блоков литосферы в пределах северо-западной акватории разломной зоны Стелмейт.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geological Society of America Bulletin. 1988. V. 100. P. 733-754.
2. FS Sonne. Fahrbericht. Cruise Report SO201-1b. KALMAR//N32.2009. 62 pp.
3. Krasnova E, Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hauff F, Hoernle K. Major and trace-element geochemistry of ultramafic rocks from the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific) // Goldschmidt Conference Abstract Volume, 2011.
4. Мироненко М.В., Мелихова Т.Ю., Золотов М.Ю., Акинфиев Н.Н. GEOCHEQ\_M – комплекс для термодинамического и кинетического моделирования геохимических процессов. Версия 2008 года // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2008. № 1(26).
5. Zolotov M.Yu., Mironenko M.V. Timing of acid weathering on Mars: A kinetic-thermodynamic assessment // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. E07006.

Silification of Stalemate Dunites is caused by subaerial interaction with meteoric water. Chemical and mineralogical evidences for subaerial weathering of Stalemate Dunites testify large-scale vertical movements occurred within Stalemate Transform Zone. There are following questions raised: 1) When and where took a place subaerial weathering of Stalemate Dunites? 2) At the present time Stalemate Dunites are situated on the depth about 4000 m below Sea level: What tectonic event could be responsible for so large amplitude of crustal block vertical movement?



**Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Береснев А.Ф., Кольцова А.В., Доморацкая Л.Г.<sup>1</sup>, Шенке Г.В., Отт Н., Бейер А.<sup>2</sup>, Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, [glebudintsev@mail.ru](mailto:glebudintsev@mail.ru); <sup>2</sup>Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Германия, Hans-Werner Schenke @ awi.de; <sup>3</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, [bakhm@igph.kiev.ua](mailto:bakhm@igph.kiev.ua))

## **Тектоника пояса пролива Дрейка – моря Скоша, Южный океан**

**Udintsev G.B., Kurentsova N.A., Beresnev A.F., Koltsova A.V., Domoratskaja L.G.<sup>1</sup>, Schenke H.W., Ott N., Beyer A.<sup>2</sup>, Bakhmutov V.G., Solovyov V.D.<sup>3</sup>**

(<sup>1</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAN, Moscow; <sup>2</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, FRG; <sup>3</sup>Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine)

## **Tectonics of the belt Drake Passage – Scotia Sea, South Ocean**

Область дна Южного океана в проливе Дрейка и в котловине моря Скоша интересует многих в связи с вопросом о влиянии океанских ворот Западной Антарктики на климат. Тектоника пояса пролива Дрейка и моря Скоша, как былого континентального моста, представляет большой интерес для оценки её роли в тектонике Южного океана, и в сопоставлении с тектоникой подобных мостов в разных частях Мирового океана и их ролью в глобальной тектонике океанических областей Земли.

Сочетание структур пролива Дрейка и моря Скоша рассматривается нами как единый тектонический пояс, в котором континентальный мост между Южной Америкой и Западной Антарктидой испытал в прошлом растрескивание, частично, локализованный рифтовый спрединг и региональные погружения. В структуре дна этого пояса сохранились черты строения палео-Земли Южной Патагонии, а динамика его развития определилась разогревом литосферы обширным воздыманием мантийного материала (плюмажа) в условиях умеренного раздвижения между континентальными массивами Южной Америки и Западной Антарктиды.

История формирования осадочного покрова в южной части Атлантического океана свидетельствует об открытии океанских ворот Западной Антарктики в период от 30 до 15 млн. лет. До сих пор широко принято представление о разрушении там континентального моста в результате раздвижения литосферных плит Южной Америки и Западной Антарктиды на расстояние порядка 500-600 миль [1].

Альтернативные выводы о геодинамике тектонического пояса пролива Дрейка и моря Скоша стали итогом работ периода 1994-2010 гг. сотрудников ГЕОХИ им В.И. Вернадского РАН, Института геофизики

Академии наук Украины, Киев, Украина, и Института Полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия [2-4], Наши выводы опираются на собственные результаты морских экспедиций на нис "Академик Борис Петров", "Полярштерн" и "Эрнст Кренкель", и на анализ опубликованных материалов других исследователей этого региона.

В морфоструктуре и геофизико-геологических показателях Пролива Дрейка и моря Скоша нет убедительных свидетельств их происхождения в результате широкомасштабных горизонтальных движений литосферных плит. Виртуальные схемы хронологии спрединга в рифтах Феникс-Наска и Феникс-Антарктик, и кинематики малых плит базируются на фрагментарную картину линейных аномалий магнитного поля, и не вполне согласуются с морфоструктурой ложа Пролива

Бесспорные свидетельства погружения в Проливе Дрейка получены по скважинам 322 и 325 глубоководного бурения в 35-м рейсе "Гломар Челленджера". Скважина 322 в координатах 60°01' ю.ш. и 79°25' з.д. на глубине океана 5026 м вскрыла в забое на глубине 542-513 м от поверхности дна пиллоу-лавы повышенной щелочности и базальтовую брекчию. Возраст базальтов К-Аг методом 10,2-15,1 млн. лет. Излияние базальтовой лавы отмечало этап интенсивного прогресса континентального фундамента. Над лавами лежат обломочные породы континентального происхождения, отложенные в олигоцене-миоцене-плиоцене в относительно мелководных, но вверх по скважине – возрастающих по глубине, условиях. Это аргиллиты, песчаники, пески, глинистые алевролиты и глины. Судя по такому разрезу, мелководная отмель пролива, возникшего в позднем олигоцене, испытала за время образования толщи пород, пройденной скважиной, погружение в миоцене до уровня нижней батиаля с глубинами более 2000 м., а в плиоцене-плейстоцене до современных глубин порядка 5000 м.. Скважина 325 в точке 65°03' ю.ш. и 73°40' з.д. пробурена на континентальном склоне Антарктического полуострова на глубине 3748 м. Она вскрыла преимущественно мелководные терригенные отложения, сложенные конгломератами с окатышами глины, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. В верхах этой трансгрессивной серии глубины отложения осадков в пост-палеоцене и раннем миоцене возрастали синхронно с возрастанием глубин по скважине 322, достигнув в миоцене глубин середины континентального склона.

Образцы базальтов со дна Пролива отнесены получившими их исследователями к разряду базальтов срединноокеанических хребтов. [5]. Однако, опубликованные ими же геохимические данные, по соотношению в их составе литофильных и редкоземельных элементов, позволяют отнести эти базальты к ареальным океаническим плато-базальтам, изливавшимся на поверхности реликтов коры континентального типа [6, 7].

Новые сведения о строении ложа пролива Дрейка были получены с помощью геоэлектрических исследований методами Вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и Становления короткоимпульсного

электромагнитного поля (СКИП) по разрезам от Огненной Земли к Антарктическому полуострову в Украинских Антарктических экспедициях. Полученные материалы – основа вывода о блоковом обрушении с последующим прогрессивным погружением континентального моста в проливе Дрейка. Оно особенно резко выражено со стороны Огненной Земли. Со стороны Антарктического полуострова с грядой Южно-Шетландских островов, обрушение имеет характер ступенчатого сброса с углублением молодого одностороннего грабена Южно-Шетландского желоба. В западной части пролива нет признаков западного продолжения Западного рифта ложа котловины моря Скоша, утыкающегося в разлом Шекклтона, и потому не сыгравшего роли в формировании ложа Пролива.

Морфоструктура ложа этого моря многообразнее структуры ложа Пролива. В западной части моря рифтогеналь Западного рифта была выявлена судовыми исследованиями, но особенно ярко по результатам спутниковой альтиметрии [8]. Масштабы спрединга в пространстве и времени были ограничены 60 милями западнее разломов Куэст и Эндурас, всего 30 милями восточнее их и были минимальны у разлома Шаг. Рифт выклинивается в проломе через хребет Северный Скоша. Возникнув над мантийным воздыманием (суперплюмажем) в западной части моря, как трещина в коровом своде, этот рифт внедрялся в северо-восточном направлении, и, проломив цоколь хребта Северный Скоша, замер на внедрении в южную окраину кратона вне-Андийской Патагонии.

Литосферные блоки ложа моря Скоша к востоку от разлома Шекклтона и за пределами рифтогенной структуры Западного рифта – это, скорее всего, платформенные фрагменты жесткой коры переходного типа, испытавшие в разной мере процесс преобразования континентальной коры в океаническую. Вертикальные движения наиболее завершены в котловинах Ягана, Она и Протектор в обрамлении Западного рифта. Динамика вертикальных движений ярко отражена в морфологии литосферного блока центральной части моря. Этот блок детальнейшим образом исследован многолучевым эхолотированием в экспедиции АНТ-22/4 нис "Полярштерн" [2]. Рельеф дна Центральной части моря Скоша теперь хорошо известен. Морфоструктура дна характеризуется, в основном, блоковыми дислокациями жесткого фундамента, зондированного сейсмическим профилированием вдоль параллели 59° ю.ш. Структуры рифтов на этом профиле не выявлены. Ряд линейных аномалий магнитного поля, составляющих важную часть Тектонической карты Дуги Скоша [9], традиционно рассматриваются связанными с рифтами, но реальна их связь с серпентинитовыми протрузиями вдоль трещин фундамента.

Наиболее крупные возвышенности центральной части моря отмечены на юге банками Пири, Брюса и Дискавери. Северные продолжения этих возвышенностей образуют западную и восточную окраины Центрального блока. Лежащие между ними котловины Дове и Шотта соответствуют синкли-

норным прогибам фундамента. Рельеф дна формировался в условиях прогрессивного погружения, отразившегося в малых формах. Это холмы реликтовых уровенных поверхностей эрозионного типа, с глубинами 3400-3200 м, 3200-3000 м и 3000-2800 м, формировавшихся в субэзральных условиях подобных вне-Андийской Патагонии. Этапы погружения под уровень вод океана отразились в образовании каскада плоских, срезанных абразией, вершин подводных гор с глубинами 2400 м (гора Хинца), 2330 м (гора Куренцовоой), 2220 м (гора Венцеля), 2025 м (гора Кертца), 1800 м (гора Зейбольда), гора Лазарева (1200 м), гора Дригальского (1100 м) и банок Пири (740 м), Брюса (1089 м) и Дискавери (350 м).

Геология ложа Центральной части моря Скоша характеризуется полученными драгами и дночерпателями образцами с обнажений фундамента. На западном обрыве возвышенности Пири они представлены обломками пород древнего докембрийского кратона. Их упорядоченное положение по вертикали на драгированном сбросовом обрыве и форма свежих обломков позволили судить о их местном происхождении. Это гнейсы, слюдистые сланцы верхнего докембрия (возраст 579 млн. лет), граниты нижней юры (183 млн. лет), риолиты, липариты и базальты средней юры (169-175 млн. лет), алевролиты и песчаники мела (113 млн. лет). Субэзральные и мелководные терригенные осадки драгированы английскими исследователями и нами на банке Дискавери и на обнаженном склоне банки Пири, на банке Брюс. Геологический разрез банки Пири очень близок разрезу по колонкам, взятым на банке Мориса Юинга нис "Роберт Конрад", и по скважинам 327, 329 и 330 глубоководного бурения там в 36-ом рейсе "Гломар Челленджера". Близки к ним разрезы по скважинам 698, 699 и 700 114-го рейса "Джондес Резолюшн" на поднятии Северо-Восточное Джорджия, и скважин 701 и 702 на поднятии Ислас Оркадас. Эти скважины проходят слои морских отложений, от современных до миоцен-палеоценовых, меловых и юрских, включающих разрушенные породы континентального типа, и покрывающих докембрийский фундамент.

Свидетельства погружений и нахождения на дне Пролива Дрейка и Моря Скоша фрагментов коры континентального типа привели авторов к представлениям о разрушении континентального моста между Южной Америкой и Западной Антарктидой, преимущественно, за счет не горизонтальных смещений, весьма ограниченных по масштабам, а за счет вертикальных обрушений и прогрессирующих опусканий крупных блоков континентального моста. Этот мост на месте Пролива Дрейка и моря Скоша был представлен южной окраиной Андийского ороклина и вне-Андийского кратона Патагонии. Прогрев обширным мантийным воздыманием (плюмажем) и растрескиванием в условиях умеренного по масштабам (не более 50-60 миль по данным геодезического мониторинга) отставания континентального массива Западной Антарктиды от уходящего в северном направлении континента Южной Америки сопровождалась излияниями океанических платобазаль-

тов. Их остывание приводило к погружению коровых блоков и формированию коры переходного типа. Пояс литосферных блоков Пролива Дрейка и моря Скоша рассматривается нами, как реликт континентального моста - палео-Земля Южная Патагония.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barker P.F. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation // *Earth-Science Reviews*. 2001. V. 55. P. 1-39.
2. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Доморацкая Л.Г., Шенке Г.В., Отт Н., Кёниг М., Иокат В., Бахмутов В.Г., Солобьев В.Д., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // *Строение и история развития литосферы*. М. Paulsen, 2010. С. 66-90.
3. Соловьев В.Д., Бахмутов В.Г. Корчагин И.Н., Левашов С.П. Глубинные неоднородности структур дна центрального сегмента зоны разломов Шеклтон (пролив Дрейка) по данным геофизических исследований // *Ukrainian Antarctic Journal*, 2010, N 9, 2010, с.62-75.
4. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики // *М. ГЕОС*, 2004. 132 с.
5. Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D., Barker P.F. Scotia Sea Floor: Geochemistry of Basalts from the Drake Passage and South Sandwich Spreading Centers // *Antarctic Geoscience*, 1982, Univ. Wisconsin Press, Madison. P. 213-222.
6. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // *Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы*. М., ИФЗ РАН, 2002. С. 30-48.
7. Куренцова Н.А., Удинцев Г.Б. Основные черты строения и эволюции южной части моря Скоша, Западная Антарктика // *Тихоокеанская геология*, 2004. № 5. С. 25-39
8. Livermore R.A., McAdoo D., Marks K. Scotia Sea tectonics from high-resolution satellite gravity // *Earth a. Planet .Sci.Lett.* 1994. V. 123. P. 255-268.
9. Tectonic map of the Scotia Arc // *Sheet BAS(Misc) 3*. 1985

Bathymetry and structure of the Drake Passage and Scotia Sea Floor were rather well studied in general and discussed in many publications. Some new data obtained by authors give them opportunity propose idea on the origin of this oceanic gate with destruction of the continental bridge mostly due to vertical displacement of the huge fragments of the continental crust.

**Харин Г.С., Ерошенко Д.В.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова, РАН  
Калининград, [kharin@atlas.baltnet.ru](mailto:kharin@atlas.baltnet.ru))

## **Комагматизм габброидов и базальтов хребта Книповича (Полярная Атлантика)**

**Kharin G.S. Eroshenko D.V.**

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

## **Comagmatism of the gabbro and basalts of the Knipovich Ridge (Polar Atlantic)**

Хребет Книповича является арктическим сегментом Срединно-Атлантического хребта. В последние годы наблюдается значительный интерес геологов разных стран к этому хребту, что объясняется не только его аномальным тектоническим строением, но и возможными перспективами данного региона Арктики на месторождения углеводородов и железомарганцевых руд. Магматизм хребта Книпович изучался в 38-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» с применением глубоководного бурения и геофизических исследований (рис. 1).

На восточном фланге хребта в 16 км от рифтовой долины была пробурена глубоководная скважина 344 в точке с координатами 76° 08,98' с.ш., 07° 52,52' в.д. с глубиной моря 2154 м. Скважина на глубине 377-414 м ниже дна моря вскрыла под толщей ледниково-морских осадков точно неопределенного возраста (плиоцен – верхний миоцен) магматическое тело, скорее дайку, сложенную долеритами, габбро-долеритами и габбро [5]. В рифтовой зоне хребта Книповича недавно (2000 – 2008 гг.) были приведены драгировки в экспедициях на НИС «Книпович» и «Академик Страхов» и собраны образцы базальтов с закалочными стеклами на соседних участках с координатами 76° 07' с.ш. и 76° 59' с.ш. Детальное геохимическое изучение проб стекол позволили выявить особенности толеитового магматизма и его формирования в условиях ультрамедленного спрединга хребта Книпович [2].

Выполненные новые исследования по петрохимии и геохимии интрузивных пород скв. 344, расположенной на восточном фланге хребта Книповича в 16 км от рифтовой зоны, и проведенное сравнение с аналогичными данными в базальтовых стеклах с двух ближайших полигонов (корд. 76 ° 07' с.ш. и 76 ° 59' с.ш.), взятых из статьи [1], показало их близкое сходство. Для них характерны пониженные содержания железа (FeO\* в среднем около 8%), единые тренды дифференциации, схожесть спектров распределения несовместимых редких элементов (рис. 2–7). Незначительные различия в петрохимических и геохимических индикаторах вполне объяснимо как происходившими процессами дифференциации в магматических камерах и подводящих каналах, так и некоторыми

вторичными преобразованиями интрузивных пород, базальтовых лав и их стекол.

Процессы дифференциации магмы с ее обезжелезиванием, очевидно, происходили в ряде малоглубинных камер, прежде чем базальтовая магма попала в расходящийся трещинный коллектор и образовала дайковое тело. Неоднократные инъекции магмы с возрастом от 43 до 3 млн. лет отличаются по разной степени окисленности и щелочности. Судя по всем имеющимся данным, базальтовые стекла современной (четвертичной) рифтовой долины не являются первичными выплавками, а так же, как и интрузивные породы скв. 344, потерпели дифференциацию и, очевидно, комагматичны современным габброидам хребта Книповича.

Хребет Книповича разбит на отдельные сегменты многочисленными трансформными разломами, в который охотно формируются интрузивные тела. Этот феномен отмечен в Центральной Атлантике [3]. Не исключено, что мозаичность и низкая интенсивность аномального магнитного поля хребта Книповича обусловлены телами габброидов, которые обладают слабыми магнитными свойствами [4].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сушевская Н.М., Черкашов Б.В., Баранов Б.В. и др. Особенности толеитового магматизма на примере хребта Книповича (Северная Атлантика) // Геохимия. 2005. № 3. С. 254-274.
2. Сушевская Н.М., Пейве А.А., Белецкий Б.В. Формирование магматизма в области соединения хребта Книповича и Мона (Полярная Атлантика): по результатам 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов» // Геохимия. 2011. № 1. С. 35-49.
3. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука. 1993. 257 с.
4. Kent D.V., Opdyke N.D. Paleomagnetism and magnetic properties of igneous rock sample – Leg 38 // DSDP. Init. Rep. suppl,ent to Vol. XXXVIII – XLI. Univer. of California USA. 1978, P. 3 – 8.
5. Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, DSDP. Leg 38 // Initial Reports of the DSDP. Vol. 38. Washington, 1976, P. 685-717.

New studies on petrochemistry, geochemidtry and age of intrusive rocks, explposed on the Knipovich Ridge with Site 344, are performed [5]. These data are compared with similar data, obtained in the study of basaltic next polygon, in the rift zone of the Knipovich Ride [1] shown comagmatic basalt and gabbro.

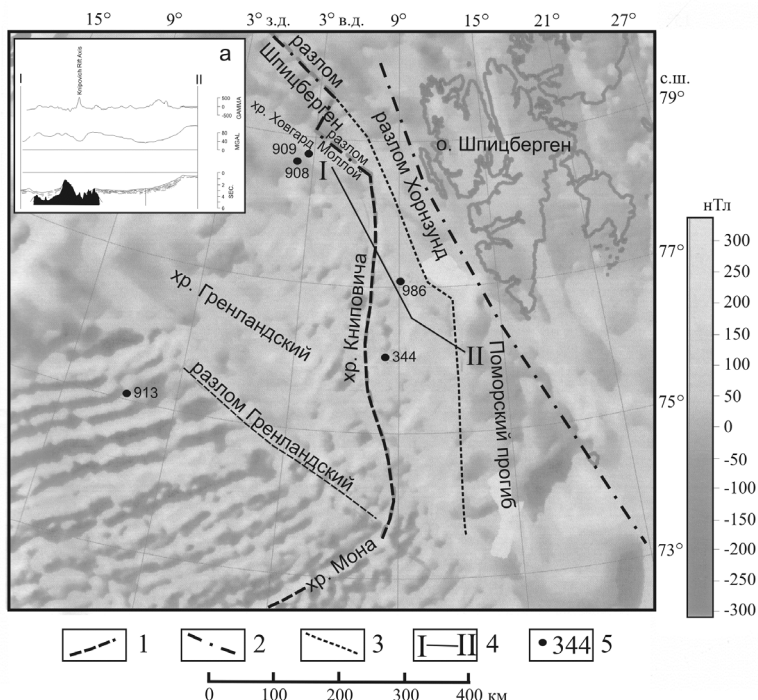


Рис. 1. Аномальное магнитное поле хребтов Книпович и Мона и основные структуры Полярной Атлантики. 1 - современные рифты океанских хребтов, 2 - разломные зоны, 3 - граница океанической и континентальной коры, 4 - геофизические профили, 5 - скважины глубоководного бурения.



Рис. 2. Составы вулканических стекол и интрузивных пород скв. 344, хр. Книповича на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$  -  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ .



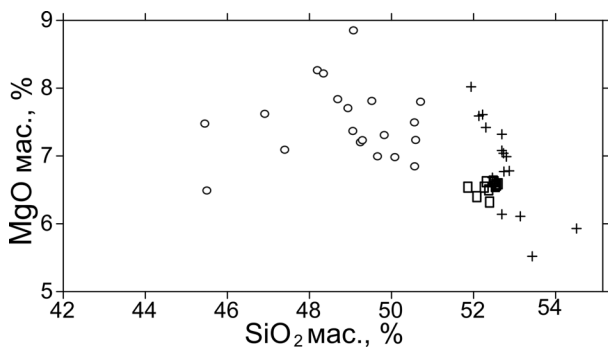


Рис. 3. Диаграмма  
SiO<sub>2</sub> - MgO для  
интрузивных пород  
скв. 344 и лав хр.  
Книповича. Усл.  
обозначения см. рис.  
2.

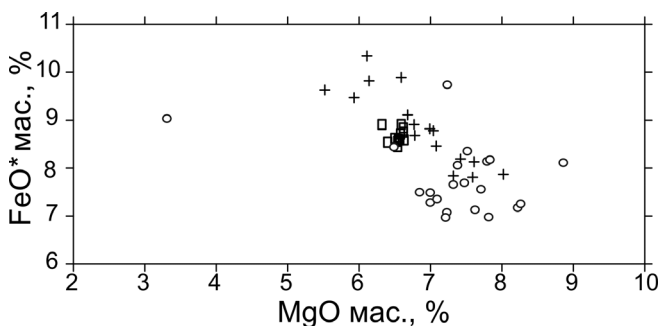


Рис. 4.  
Диаграмма MgO -  
FeO\* для  
интрузивных  
пород скв. 344 и  
хр. Книповича.  
Усл. обозначения  
см. рис. 2.

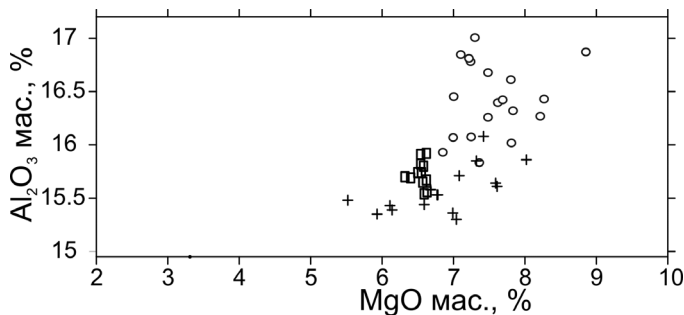


Рис. 5.  
Диаграмма MgO -  
Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для  
интрузивных  
пород скв. 344 и  
лав хр.  
Книповича. Усл.  
обозначения см.  
рис. 2.

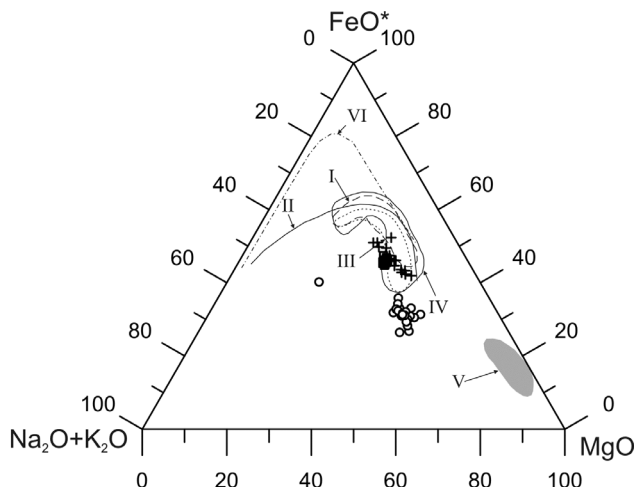


Рис. 6. Диаграмма состава щелочности-железистости-магнезиальности и тренды изменения магматических пород Норвежско-Гренландского бассейна, интрузивных пород скв. 344 и базальтовых лав хр. Книповича.: I - асейсмические хребты и плато, II - Исландия, III - зона Ян-Майенского разлома, IV - срединно-океанические хребты, V - перидотиты Срединно-Атлантического хребта, VI - интрузия Скаергаард. Усл. обозначения см. рис. 2.

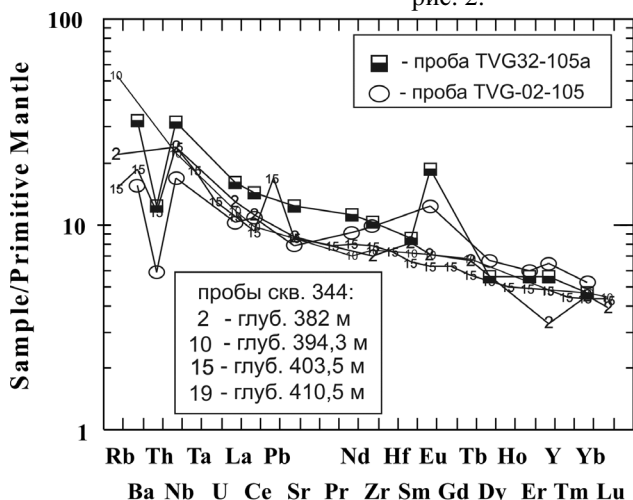


Рис. 7. Характер распределения нормированных к примитивной мантии содержаний несовместимых редких элементов в интрузивных породах скв. 344 и в базальтовых лавах хр. Книповича.

**Чаркин А.Н.<sup>1</sup>, Дударев О.В.<sup>1</sup>, Крукхмалев А.В.<sup>1</sup>, Семилетов И.П.<sup>1,2</sup>, Gustafsson Ö.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, [charkin@poi.dvo.ru](mailto:charkin@poi.dvo.ru);

<sup>(2)</sup>Международный Арктический научный центр, Университет Аляска-Фэрбанкс, США, <sup>(3)</sup>Департамент Естествознания, Стокгольмский Университет, Швеция)

## **Масштабы межгодовой цикличности объемов поставки терригенного материала на перегляциальный Восточно-Арктический шельф**

**Charkin A.<sup>1</sup>, Dudarev O.<sup>1</sup>, Krukhmalev A.<sup>1</sup>, Semiletov I.<sup>1,2</sup>, Gustafsson Ö.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Pacific Oceanological Institute, POI, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia,

<sup>(2)</sup>International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, USA, <sup>(3)</sup>Department of Applied Environmental Science (ITM), Stockholm University, Sweden)

## **Scales of interannual ciclicity of the terrigenous matter supply to the pereglaical East-Arctic Shelf**

**Введение.** Начиная с 1999 г., Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ) и Международный Арктический научный центр университета Аляска-Фэрбанкс (IARC) осуществляют комплексные исследования в геосистемах «литосфера-гидросфера-атмосфера» перегляциальных шельфов Восточно-Арктических морей России. С 2008 г. к работам в рамках Договора о научном сотрудничестве подключился Стокгольмский университет (ITM).

Наиболее крупные экспедиции научного союза ТОИ-IARC-ITM выполнены в 2000, 2003, 2004 и 2005 гг. Самая же масштабная, когда при благоприятном ледовом режиме наблюдения охватили не только шельф, но и прилегающий к нему склон Центрально-Арктического бассейна Северного Ледовитого океана, проведена в 2008 г.

Одним из важных направлений многолетних исследований являлось изучение потоков взвешенного материала в системе «суша-шельф» Восточно-Сибирского моря (ВСМ). Для репрезентативной оценки параметров межгодовой изменчивости характеристик взвеси (содержания, молекулярного и изотопного состава органического углерода, вещественно-генетической принадлежности), в пределах западной (ЗВСМ) и восточной (ВВСМ) частей ВСМ выбраны по одному стационарному полигону. Расчеты проводились для безледной акватории.

### **Результаты.**

**(1).** Среднее содержание взвеси (ВМ) в водной толще ЗВСМ более чем в 7 раз выше по сравнению с ВВСМ, что вполне объяснимо с учетом позднечетвертичной истории региона. Поэтому, ключевым полигоном для

выявления параметров межгодовой изменчивости потоков терригенного материала должна служить ЗВСМ.

(2). Межгодовая изменчивость среднего содержания ВМ в ЗВСМ представлена диапазоном  $2.2 \div 30.2$  мг/л. ( $\bar{x}=16.0$  мг/л) при вкладе минеральной компоненты от 87 до 95%. Только в пределах стационарного полигона единовременный объем ВМ колебался от 2.3 до 30.5 млн. т.

В многолетнем ряду наблюдений по значениям характеристик ВМ противопоставились между собой следующие годы: (а) 2000, 2005 гг., (б) 2003, 2004 гг., (в) 2008 г. Весьма значимые расхождения межгодовых параметров ВМ нами связываются с межгодовыми пульсациями поступления терригенного материала в береговую зону, обусловленными циклом береговой термоабразии [1].

Так, в агрессивные годы по тепловому и гидродинамическому воздействию (2000, 2005 гг.) в море сбрасывается огромное количество продуктов разрушения ледового комплекса побережья. Шельфовые воды насыщаются взвешенным материалом.

Слабый радиационный прогрев, позднее разрушение припайного льда и короткий безледный период ограничивают термоабразию береговых уступов. Подготовленный термоденудацией материал аккумулируется у их подножий на пляже. При слабом гидродинамическом воздействии он не вовлекается в перенос и остается здесь до следующего года. Поэтому, содержание ВМ в такие годы (2003, 2008 гг.) существенно уменьшается.

Преобладающая в вещественном составе ВМ минеральная компонента является пассивной тонкозернистой примесью, крайне чутко реагирующей на изменения факторов окружающей среды. Поэтому прослеживается четкая зависимость между характером гидродинамического воздействия, циклом разрушения термоабразионного побережья и уровнем насыщения вод ВМ.

Таким образом, на мелководном шельфе Восточно-Арктических морей имеют место две литодинамические обстановки: *аккумулятивная* (2003, 2008 гг.) и *эрозионно-аккумулятивная* (2000, 2005 гг.) [1]. Цикличность литодинамических процессов укладывается в рамки основных закономерностей крупномасштабной атмосферной циркуляции над Арктическими морями. Она отражает эффект синергичного воздействия на условия мобилизации, поставки и распределения взвеси в шельфовых водах речного стока, ветрового и ледового режима в конкретной макросиноптической обстановке. Согласно работам [2, 3], в период арктического лета над Арктическим бассейном доминирует какой-либо из следующих типов атмосферных макропроцессов: восточный, западный и центральный. В соответствии с ними, аккумулятивная литодинамическая обстановка преобладала при восточном типе, эрозионно-аккумулятивная – при западном. Год 2004 следует выделить в качестве переходного между ведущими литодинамическими обстановками.

*This work was supported by the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, IARC of the University of Alaska Fairbanks, by the Cooperative Institute for Arctic Research through the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Cooperative Agreement NA17RJ1224; the U.S. National Science Foundation (Nos. OPP-0327664, OPP-0230455, ARC-1023281, ARC-0909546); the NOAA Office of Oceanic and Atmospheric Research (OAR) Climate Program Office (NA08OAR4600758); the Knut and Alice Wallenberg Foundation and from the Swedish Polar Research Secretariat and the Arctic Co-Op Program of the Nordic Council of Ministers (331080-70219), by the Russian Foundation for Basic Research (Nos. 07-05-64819, 08-05-00184, 08-05-00191, 10-05-00996, 11-05-00781, 11-05-12021, 11-05-12027, 11-05-12028, 11-05-12032).*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P., Kruhmalev A.V., Vonk J.E., Sánchez-García L., Karlsson E. and Gustafsson O. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // Biogeosciences. Special Issue: Land-shelf-basin interactions of the Siberian Arctic. 2011 (in print).

2. Кузнецов А.В. Особенности развития атмосферных процессов в Арктике в летний период 1993 г. // ЛАПЭКС-93: Научные результаты экспедиции. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 1994. С. 46-50.

3. Шпайхер А.О., Янкина З.С. Особенности формирования аномалий зимних гидрологических характеристик Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. № 31. С. 5-12.

On the shallow shelf of the East Arctic seas, there are two lithodynamic conditions: accumulative (2003, 2008) and erosion-accumulative (2000, 2005). The transitional situation was observed in the 2003 and 2004. [1]. Cyclical sedimentation, including the spatial distribution of the macrostructure of the suspension, fit into the framework of the basic laws of large-scale atmospheric circulation over the Arctic seas.

## **Thiede Joern**

(Faculty of Geography and Geoecology, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation, [Joern.Thiede@awi.de](mailto:Joern.Thiede@awi.de))

### **Polar Research: From Lomonosov over Nansen and Wegener into Modern Times and the Future**

To remember Lomonosov (1711-1765) brings us back for about 300 years when Arctic Ocean exploration was in its infancies, to a time when Spitzbergen had been detected, when the pomors traded merchandise between northern Norway and Russia, but the Eurasian shelf seas and its archipelagos of small and large islands were only vaguely known. He became an outstanding Russian scientist and marks a time when the Russian empire opened up to western scientists (foundation of the Russian Academy of Sciences with numerous foreign members) and when the imperial government organized a systematic exploration of eastern Siberia (Great Nordic Expedition), again involving a substantial number of foreign scientists. Late in his life Lomonosov himself initiated and promoted research through marine expeditions to find a passage between the Arctic and Pacific oceans.

After the failed American expedition on JEANETTE and the first successful crossing of the Northern Searoute by the Swedish VEGA it was Fridtjof Nansen (1861-1930) who had built the first dedicated polar research vessel, the FRAM (today on exhibit in Oslo), which allowed him to cross the Arctic Ocean 1893-1896. The FRAM provided safe working conditions for its crew while passively following the Transpolar Drift from the New Siberian Islands to Fram Strait. The drift lasted three years at that time while a similar drift experiment was conducted on the French TARA during the 4. International Polar Year, but this lasted only one year thereby illustrating the important changes which today affect the Arctic ocean environment. FRAM's voyage was a typical example of the many national expeditions which were organized during the heroic times of polar research, both to the Arctic and to Antarctica, and it was a typical representative of the first generation of dedicated polar research vessels which at the end consisted of 3 ships (namely the Norwegian vessels FRAM and MAUD, as well as the German GAUSS used for the first German Antarctic expedition) which all were quite similar allowing to drift passively with the ice, which were equipped with modern (at that time) instrumentation and which brought about numerous new insights into the geographic properties of the northern and southern high latitude seas and lands. After Amundsen had crossed the North Pole using a Zeppeline, he borrowed the FRAM for his epic voyage to Antarctica to reach the South Pole one hundred years ago; he had gained Southern Ocean experience some years before when de Gerlache on BELGICA (for the first time with an international crew) was forced to overwinter in the ice. Systematic knowledge of the climatic conditions of the interiors of the large ice sheets remained poorly studied until Alfred Wegener (1880-1930) who had formulated his controversial hypothesis on

the origin of continents and oceans in 1912, conducted his famous expeditions to the top of the Greenland ice sheet 1928-1930, thereby collecting the first meteorologic data covering a whole seasonal cycle.

Ice breaker technology was further developed during the early years of the last century as can be shown by the Russian KRASSIN which was used to rescue Nobile from his illfated attempt to return to the high Arctic using an airship (Amundsen died when flying an airplane out of Norway wishing to contribute to this rescue mission). KRASSIN demonstrated that icebreakers could enter the Arctic sea ice to the North of Svalbard, but this new technology did not lead to a new research ice breaker. Only approximately 50 years later a new generation of icebreakers specifically dedicated to research was founded. Beside some icemargin vessels it consists today of 4 ships, namely the Swedish ODEN, the German POLARSTERN, the USCG Cutter HEALY and the new Korean ARAON. These ships provide for powerful and modern laboratories, they are able to venture deeply into the central Arctic Ocean, at least during optimal ice conditions in the summer; it is just 20 years ago that ODEN and POLARSTERN on September 7, 1991 reached the North Pole as the first conventional driven and dedicated research ice breakers, thereby opening up a new and exciting chapter of polar ocean research. However, these ships have also serious deficiencies which should be remedied by a new and innovative generation of polar research vessels. These ships are too weak to enter the central Arctic Ocean during the unfavorable seasons of the year, they lack moonpools of sufficient size which would allow to launch sophisticated instrumentation and at the same time keep it protected against the onslaught of the drifting sea ice and they are not strong enough to position them dynamically against the drifting sea ice.

The European Polar Board (EPB) of the European Science Foundation (ESF) has therefor taken the initiative to plan for an innovative ship to overcome the deficiencies of the existing research icebreakers. It has established the ERICON-AURORA BOREALIS-project (the details of the project can be found on this web-site: [www.ericon-aurora-borealis.eu](http://www.ericon-aurora-borealis.eu)). A technical feasibility study recently completed has demonstrated that such a vessel could be constructed even though it would be very expensive to build and to run. Presently to project investigates possibilities to downsize the ship without compromising its research potential (all-season capability for the central Arctic Ocean, large moonpool, effective dynamic positioning). The financial, organizational and political framework of the countries bordering the Arctic Ocean as well as the scientific capacities of the existing polar research organisations would require the formation of an international consortium to run and build such a ship which should be based in a North European port to keep the distance into the deep Arctic Ocean as short as possible.

Tromsø in northern Norway with its university, the Norwegian Polar Institute and the other marine research institutions and its potential to fulfill the logistic requirements for running such a ship, would be an ideal home port for the future

AURORA BOREALIS; the same could be said of Murmansk. The central Arctic Ocean is the poorest known basin of the world ocean, but it influences the environments of the entire northern hemisphere and hence the livelihood of the societies of many countries thus justifying the effort and expense to generate the first member of a new generation of dedicated research icebreakers.

The talk will also contain a progress report on the ERICON-AURORA-BOREALIS-project.



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

**Авилов В.И., Авилова С.Д.**

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

## **Ресурсные возможности космических объектов**

**Avilov V.I., Avilova S.D.**

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

## **Resource possibilities of Cosmic Objects**

Методы геоэкологии океана продвинули нас в понимании идентичности происхождения запасов полезных ископаемых на нашей и других планетах. В благоприятных экосистемах многих космических тел микроорганизмы обеспечивают образование воды и углеводов. Идеи освоения ресурсов Луны и других объектов космоса выполнимы в обозримом будущем.

За прошедшие полвека отношение человека к космосу заметно трансформировалось. Сейчас космос прочно вошел в круг интересов человеческого общества. Судьба вовлечения естественных запасов на космических телах в производственную сферу зависит от вектора преобразований в антропоэкосистеме, степени развития космонавтики. Другой не менее важный аспект – изучение процессов формирования потенциальных ресурсов космоса и оценка масштабов распространения на конкретном космическом объекте. Прогнозировать взаимовлияние обоих факторов продуктивно с экосистемных позиций, учитывая в первую очередь биотическую составляющую экосистемы.

Современные цивилизационные процессы протекают с постоянно возрастающей скоростью. Эксперты оценивают стремительные изменения в структуре человечества по обобщенным параметрам. За сто лет прошлого века народонаселение увеличилось в три раза с 2 до 6 млрд, энергопотребление возросло в 10, скорость передвижения в 100, а мощность оружия в 1000 раз. Использование природных ресурсов в энергетике также сопровождается заметными качественными переменами. За последние 150 лет, с начала промышленного производства, нефть постепенно вытеснила древесину и уголь, а теперь ей на смену приходит газ, альтернативные виды энергии. По прогнозам ООН к 2100 году структура используемых энергоносителей кардинально преобразится – только 15 % будет приходиться в сумме на нефть, газ и уголь.

Предрекается закат углеводородный экономики. Основными источниками энергии станут, как считают, термоядерные и космические источники, в частности, солнечная энергия и её производное – биотопливо. Перспективы атомной энергетики совсем не радужные, её тормозят огромные радиоактивные отходы, а также технологические и социальные проблемы, связанные с их захоронением. На замену, как ожидают, уже через десятки лет придет термоядерная промышленность, в которой будущее за термоядом на гелии-3, имеющим преимущества перед дейтериевым циклом в части экологической чистоты (без радиоактивности)

и колоссального энергетического выхода. Препятствие – отсутствие сырья на Земле. Следует главный вывод – для удовлетворения разнообразных и постоянно возрастающих потребностей современной цивилизации необходимо привлечение большего количества энергоресурсов и поиск новых видов сырья. Поскольку надежды на земные источники тают, резонно обратить взгляд на космос. Предлагают фантастические по современным меркам проекты вплоть до переселения на другие планеты. Но необходимость принятия мер становится очевидной.

Решение проблемы носит системный, комплексный характер. Немаловажное место должно занять представление о запасах полезных веществ, потенциальных ресурсах космоса. Судить о них человек может только с помощью наук и методов, созданных им для изучения процессов и явлений на планете Земля. Перенос их на космос правомерен при определенных оговорках. При анализе экосистемных взаимодействий (экосистемном анализе) необходимо соблюдать известные в экологии законы и иметь в виду общие понятия в познании окружающего мира. Сопоставление и анализ взаимодействий в разнотуровневых экосистемах учитывает особенности взаимоотношения индивидуального, единичного и общего, законы подобия, оптимальности и другие, имеющие место при сложении систем. Принцип подобия процессов и явлений в однотуровневых экосистемах позволяет проводить аналогии между ними – сопоставлять экосистему Земли с экосистемами планет и небесных тел. Исходим из идеи, что природе свойственен разумный консерватизм, то есть одни и те же проблемы в разных точках Вселенной она решает одинаковым способом (общий системогенетический закон).

Такие подходы имеются в арсенале средств методологии, используемой в разработанном авторами научном направлении – аквагеоэкологии. На основе экосистемного анализа собственных газобиогеохимических данных авторы в число базовых переменных ввели понятие «жизненность материи», выделили «активное живое вещество», в частности – биомасса микроорганизмов по АТФ [1]. По основным параметрам приёмы аквагеоэкологии будут приемлемы и продуктивны при исследовании проблем космоса с акцентом на явления внеземной жизни. Используем в основном не прямые, а доступные измеренные косвенные показатели проявления космической жизни.

Достижения современной космонавтики обеспечили получение сведений по базовым планетарным переменным (по В.И. Вернадскому) – основному химическому составу и фазовому состоянию вещества, термодинамическим переменным, отрывочные данные по компонентам «живого вещества». Из многочисленных публикаций и информации СМИ выделим главное по потенциальным ресурсам.

Развитые страны за последние два десятилетия запустили десятки космических аппаратов [2]. На Луне в грунте присутствует вода и в

большом количестве гелий-3. На Марсе обнаружен подповерхностный лед, а в атмосфере метан. На Титане спутнике Сатурна найден газообразный и жидкий метан. На спутнике Юпитера Европе на снимках с космического аппарата «Галилео» виден плавающий лед. Орбитальные космические телескопы открыли новые планетарные системы и землеподобные планеты. Автоматическими межпланетными станциями собрана информация о вулканизме на спутнике Юпитера Ио, спутнике Сатурна Энцелад, Венере и предположительно на Марсе, где есть намёки на недавние лавовые потоки.

Новые научные факты вызвали рождение различных гипотез, этим подтверждая, что базовые явления космоса слабо изучены. Американские участники проекта посчитали, что найденный на Марсе карбонат кальция может вызвать периодическое появление талой воды. Распространено мнение, что обнаруженная вода может послужить основой для развития жизни. Метан может быть порождением тектонической активности или результатом жизнедеятельности. Но многие факты остаются непонятными. На снимках поверхности Марса зафиксированы морфоструктурные элементы, объясняемые как русла рек, обнажение осадочных пород и другое, что свидетельствует о жидкой воде в древней истории Марса. Откуда она появилась? Этот же вопрос относим к спутнику Юпитера – Европе, покрытого панцирем льда. Предположительно лёд является плавающим, толщина достигает 20 километров, а под ним океан жидкой воды.

Всё становится на свои места, если принять выдвинутую авторами концепцию космического распространения хемолитоавтотрофии. Тогда вода, обнаруженная на планетах и их спутниках, - не предпосылка, а следствие, продукт жизнедеятельности в этих космических телах. Аналогично и метан. Жизнь (активное живое вещество) обеспечивает образование ресурсов воды и углеводов в космосе.

К этому выводу авторы пришли, проецируя земные явления по подобию на космические тела. Авторы открыли явление хемолитоавтотрофии в подводных глубинных гидротермах (Диплом открытия № 56 с приоритетом от 1976 г.). Явление хемолитоавтотрофии заключается в развитии сообщества микроорганизмов преимущественно с хемолитоавтотрофным типом обмена веществ по следующему механизму. Для получения энергии они используют  $\text{CO}_2$  в качестве акцептора водорода, что ведёт к образованию метана и воды. Методы аквагеоэкологии обеспечили обнаружение хемолитоавтотрофии в природных экосистемах. Явление хемолитоавтотрофии установлено в придонной среде и осадочной толще на 20 – 30% площади дна Мирового океана в геодинамически активных зонах. Авторами выдвинута и опубликована концепция перманентного нефтегазообразования, в которой центральное место отведено явлению хемолитоавтотрофии.

Учитывая накопленные знания, определяем главные признаки

идентификации хемолитоавтотрофии на космических телах. Во-первых – активность и дегазация недр, поставляющие газовые компоненты ( $H_2$  и  $CO_2$ ), во-вторых – обнаружение продуктов жизнедеятельности хемолитоавтотрофов: в первую очередь, легкоподвижные и достаточно устойчивые компоненты метан и вода, а также останки микроорганизмов. По этим признакам, термодинамическим параметрам определяем благоприятную экосистему для развития этих микроорганизмов. Она существует на Земле, Марсе, Титане, Европе и других землеподобных планетах, которых по астрофизическим наблюдениям можно ожидать у большинства звезд. Утверждаем, что там есть жизнь на микробиальном уровне. Подтверждение находим, например, по содержанию изотопа углерода метана (приблизительно 80 – 90% в величинах  $\delta^{13}C$ ), измеренному в атмосфере Титана. Жизненные процессы предопределили появление углеводородного ресурса на Титане.

Эти факты доказывают, что хемолитоавтотрофия является базовым вселенским явлением, наряду со временем, гравитацией и другими. Образование углеводородов – одна из функций живой материи. Воспроизведение себе подобных скоплений УВ есть её неотъемлемое свойство. Механизм нефтегазообразования существует в самой природе, например, в виде технологического процесса с участием явления хемолитоавтотрофии.

Из этой концепции вытекают важные следствия. Можно проводить исторические реконструкции. Примерно 5 млрд лет назад Марс был цветущей планетой, а Земля находилась в состоянии современной Венеры. Где-то 4 млрд лет назад температура Земли понизилась, возникла благоприятная экосистема, и начали развиваться прабактерии (хемолитоавтотрофы), которые со временем заполнили водой океаны, создали условия для эволюции. А через 2 -3 млрд лет благоприятная экосистема возникнет на Венере, прабактерии съедят её углекислотную атмосферу, наполнят впадины водой.

Палеогеоэкологические исследования, выполненные разработанными авторами методами аквагеоэкологии, позволили выдвинуть концепцию образования Мирового океана и соответствующего изменения восстановленного характера первичной атмосферы Земли на современные за счет вселенского явления хемолитоавтотрофии. Другое важное следствие – где обнаружены признаки хемолитоавтотрофии, там следует искать потенциальные ресурсы.

Так на Марсе в недрах прогнозируем скопления жидкой воды, газа и нефти, возможно угля. Во всяком случае, при планировании экспедиций на Марс (например, экспедиция ExoMars-2018, планируемая в благоприятном астрономическом окне весной 2018 г.) приоритетной задачей надо ставить не поиск жизни (она там есть), а разведку запасов. Насколько они будут полезны человеку, покажет будущее. На Луне перспективным считаем

освоение гелия-3 в ближайшие полвека.

Российская наука в своё время создала основы космологии и продолжает способствовать прогрессу космонавтики. Разработанная авторами концепция вселенской хемолитоавтотрофии вносит вклад в общие усилия и задаёт вектор настоящих и будущих исследований под девизом – ресурсы космоса – Человеку!

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Авилов В.И., Авилова С.Д. Изучение экосистем в аквагеоэкологии. М.: «Прима-Пресс», 2010. 184 с.
2. Галимов Э.М. Замыслы и просчёты: Фундаментальные космические исследования в России последнего десятилетия. Двадцать лет бесплодных усилий. М.: «Едиториал УРСС», 2010. - 304 с.

Aquageoecology method reveals likeness at resource generation field in both earthly and cosmic conditions. The kind of microbial life – chemolytoautotrophy is announced by authors as a universe phenomenon. It provides water and hydrocarbon formation into propitious local ecosystems of cosmic bodies. It have been drawn a conclusion about possible these resources deposits existence in the Mars and other objects that will promote their assimilation.

## **Аннин В.К.<sup>1</sup>, Плетнев С.П.<sup>1</sup>, Руденко А.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, annin@poi.dvo.ru; <sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток)

### **Современные сообщества фораминифер в Охотском море**

**Annin V.K.<sup>1</sup>, Pletnev S.P.<sup>1</sup>, Rudenko A.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern of RAS, Vladivostok; <sup>2</sup>Far Eastern Geological Institute Far Eastern of RAS, Vladivostok)

### **Recent foraminiferal Assemblages in the Okhotsk Sea**

В 2006 году ТОИ ДВО РАН совместно с ФГУНПП "Севморгео" организовал экспедицию (40-й рейс НИС "Академик Лаврентьев") в центральную и южную части Охотского моря, в ходе которой было отобрано 165 поверхностных проб и 20 колонок верхнечетвертичных осадков (вдоль меридиана 149° 30' Е между широтами 55,5° и 51,5° N) по профилю Магадан-шельф-возвышенность Океанологии-желоб Макарова-возвышенность Академии Наук-Курильская котловина-остров Уруп-Тихий океан. Авторами настоящего сообщения изучено распределение планктонных и бентосных фораминифер по данному профилю.

Численность раковин планктонных фораминифер на грамм сухого осадке возрастает от материкового шельфа (единично) к подводным возвышенностям (до 4872 экз.) и снижается в Охотской котловине (менее 100 экз.). В составе планктонных фораминифер встречены следующие виды и разновидности: *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (Ehr.), *N. pachyderma* dex (Ehr.), *Globigerina bulloides* sin. Orb., *G. bulloides* dex. Orb., *Globigerina* cf. *G. bulloides*, *G. quinqueloba* Natland, *Globigerina* cf. *G. nipponica* Asano, *Globigerina umbilicata* Tak. et Saito, *Globigerinita* (Gt.) *glutinata* (Egger), *Globigerinita uvula*, *Neogloboquadrina* cf. *N. dutertrei* (Orb.), *Globorotalia* (Gl.) *scitula* (Brady). Из них *G. bulloides* является видом-индикатором повышения первичной продукции и усилением процесса апвеллинга, а вид *Gl. scitula* - показатель тихоокеанских промежуточных вод. Особенностью современной фауны ПФ Охотского моря является доминирование в ней субарктической разновидности *N. pachyderma* sin. и меньше бореального вида *G. Bulloides*, численность которых суммарно иногда достигает 70-100%. При определении видовой диагностики нами отмечены различные морфотипы раковин данных видов, которые, по-видимому, отражают разные условия их обитания. Мы выделяем лево- и правозавитую разновидность одного из массовых видов *Globigerina bulloides*. В изученном разрезе отмечаются немногочисленные экземпляры раковин, которые по своим морфологическим признакам занимают промежуточное положение между видами *N. pachyderma* и *Globorotalia inflata*. С первым их сближает компактность самой раковины, отчетливая губа, субквадратная форма, а со второй – гладкая стенка, большой размер и форма устья. Ранее в Японском

море подобные морфотипы были выделены в самостоятельный вид *Globigerina nipponica* Asano, и мы охотоморские экземпляры относим к разновидности данного вида.

Среди бентосных форм наибольшее обилие и видовое разнообразие в осадке отмечено на шельфе. С увеличением глубин уменьшается общее количество живых фораминифер. Комплекс бентосных фораминифер на глубинах от 110 до 260 м в северной части представлен 38 видами, живые особи составляют 41%. Доминируют виды: *Casandra limbata* (Cushman et Hughes) *Nonionella labradorica* (Dawson), *Ammotium inflatum* (Stschedrina), *Criboelphidium batiale* (Saidova), *Retroelphidium subgranulosum* (Gudina), *Cassidulina singularis* Troitskaia, *Uvigerina akitoensis* (Asano), *Brizalina saidovai* (Bushner), *Cassidulina singularis* Troitskaia.

На склоне и в районе возвышенностей (260-970 м) встречено 39 видов, из них живые особи составляют около 35%. Доминируют *Islanliella japonica* (Asano et Nakamura), *Alveolophramium orbiculatum* Stschedrina 163-553м, *Reophax curtus* (Cushman), *Pullenia sphaeroides* (Orbigny), *Nonionella pulchella* Nada.

На склоне от возвышенности Академии Наук к Курильской котловине встречено 35 видов. Живые особи составляют около 5%. Доминируют виды, *Uvigerina parvocostata* Saidova, *Recurvoides turbinatus* (Brady), *Reophax excentricus* (Cushman), *Valvulineria sadonica* Asano, *Alabamina multicamerata* Nesterova, *Pyrgo rotolaria* Loeblich et Tappan.

В Курильской котловине (> 1200 м) численность раковин в осадке падает. Встречено всего 12 видов, живые особи составляют около 8%. Доминируют виды *Chilostomella oolina* Schwager 940-3369м, *Valvulineria sadonica* Asano.

Анализ современных фораминифер Охотского моря по сравнению с тихоокеанской (на тех же широтах) фауной показал: она имеет ярко выраженный субарктический облик; отдельные ее виды более толерантны к среде обитания в глубоководных котловинах; в ней практически не встречено типичных обитателей нижней батиали-абиссали, таких как роды *Plectina*, *Cyclammina*, *Bathysiphon* и др. Такое своеобразие охотоморской фауны, на наш взгляд, обусловлено особыми океанографическими условиями Охотского моря: его глубокой врезанностью в материк и близким географическим положением к полюсу холода; широким материковым шельфом (около 30% площади моря) и формированием двух термических максимумов на глубинах 0-40 и 750-1000 м.

Distribution of recent foraminifera is studied in 165 samples of surface sediment from the Okhotsk Sea. There is dominated subarctic *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (Orbigny) in planktonic assemblages. The analysis allows us to distinguish three benthic assemblages. The northern assemblage with a dominance of shallow water species occupies the deeper (110-260 m) section of



the study area in the condition of strong stratification of the bottom waters. The assemblages dominated by calcareous *Isanliella japonica* (Asano et Nakamura) occupies the deeper (260-970 m) on the slopes and uplands. The assemblages dominated *Chilostomella oolina* Schwager and *Valvulineria sadonica* Asano occupies the deeper (>1200 m) zone in Kuril hollow.

**Барг И.М.**

(Днепропетровский национальный университет им. О Гончара, [igorbarg@rambler.ru](mailto:igorbarg@rambler.ru))

**Современное представление о схеме стратиграфии морских четвертичных отложений шельфа Азово-Черноморского бассейна**

**Barg I.M.**

(National University, Dnepropetrovsk. Ukraine)

**Modern understanding of the scheme of stratigraphy of marine quaternary sediments of shelf of Azov-Black Sea basin**

Геологический интерес к изучению шельфовой зоны морей и океанов обусловлен возрастающим народнохозяйственным значением этих акваторий с целью выявления различных видов полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа. Большинство геологических данных, полученных при изучении Азово-Черноморского бассейна, относились к глубоководной части шельфа, поэтому первоочередной задачей изучения является мелководный шельф, где в настоящее время прослеживается ряд мелких и крупных нефтегазоносных месторождений.

На сегодняшний день оптимальным масштабом геологических карт акватории является масштаб 1:200000, который позволяет получить наиболее ценные данные о геологическом строении территории и ее полезных ископаемых. Одной из важнейших задач является создание надежной научно-обоснованной стратиграфической схемы шельфа и проведение его районирования для эколого-геологических исследований. Создание современной схемы стратиграфии предшествовала детальная проработка огромного количества фактического материала по геологии, стратиграфии, палеонтологии, палеоэкологии и литологии четвертичных отложений дна Черного и Азовского Морей в пределах территории Украины. Приведенный геологический материал охватывает акватории Северо-Западной и Центральной части Азовского моря, Керченского пролива, Крымской части Каркинитского залива и Северо-Западной части Черного моря. Здесь был обработан материал разведочных скважин, вибропоршневых трубок, обнажений и террасовых уровней с широким привлечением биостратиграфического, палеоэкологического, тектонического, палеогеографического и литологического методов исследований. Применение этих методов позволило детализировать отдельные региональные схемы и проанализировать эволюцию морских бассейнов, происхождение фауны и возможные пути ее миграции на территорию изучаемой акватории. Это позволило более надежно установить историю Азово-Черноморского бассейна и его периодическую связь со Средиземноморским и Каспийским морями. Именно научно-обоснованная корреляция геологических разрезов отдельных акваторий дает ключ к

правильной оценке выделения стратиграфо-палеонтологических этапов, которые положены в основу построения современной схемы. Вместе с тем, несмотря на обилие геологического материала в настоящее время существуют различные мнения о их интерпретации, что требует проведения дополнительных исследований. В первую очередь, это относится к установлению границ и объемов четвертичных отложений, выделения в геологических разрезах чауды, узунларских отложений, азово-хвалыньских (посткарангатских), время прохождения новозвксинской трансгрессии и установление причин ее возникновения, время образования Керченского пролива, Босфора и Дарданелл, характера границы между голоценом и плейстоценом, палеонтологические особенности древнезвксинских и новозвксинских отложений, установления стратиграфического положения бугазских слоев. Именно решение указанных задач дает дополнительные критерии для научно-обоснованного построения региональных шкал Азово-Черноморского региона. В последние десятилетия для широкого пользования геологов-съемщиков используется схема стратиграфии, разработанная ГГП «Геопрогноз» для карт нового поколения [1983]. В этой схеме установлена еще более детальная стратиграфия четвертичных отложений по сравнению с прежними работами Н.И. Андрусова, П.В. Федорова, Л.А. Невесской, Г.И. Попова, Л.Б. Ильиной, И.М. Барга и других исследователей. Подавляющее большинство исследователей четвертичных отложений границу между плиоценом и голоценом проводят по подошве гурийского горизонта. Начиная с этого времени в указанной схеме выделено 23 стратиграфических этапа, отвечающих по номенклатуре стратиграфическим горизонтам. Эти горизонты объединены в 4 надгоризонта: чаудинский (6 горизонтов), звксинский (6), тирренский (9) и азово-черноморский (2). Полный геологический разрез Азово-Черноморских отложений имеется только в глубоководной котловине Черного моря.

Важно подчеркнуть, что выделенные в схеме горизонты на мелководном шельфе Черного моря до глубины 50-80 м не выделяются, либо им отвечают лессовые горизонты, аллювий, либо стратиграфические перерывы. Исключение составляют боковский и еникальский этапы чауды и древнезвксина, обнаруженные до глубины 80 м. Что касается самих названий горизонтов, то большинство их взято из российских названий характерных для террасовых уровней побережья. Установлено, что на Кавказском побережье выделенные морские террасы не имеют однозначной трактовки своего возраста. Проведенный нами детальный анализ выделенных горизонтов показывает, что многие из них преокупированы и вообще не имеют право на использование в схеме. Так, зюкский горизонт, выделенный в основании древнего звксина, ранее был использован для нижнечокракских отложений среднего миоцена (И.А. Гончарова, 1989). Еникальский горизонт, применяемый Г.И. Поповым (1973) для нижних

слоев новозвксина (каркинитские), использован в схеме ГПП «Геопрогноз» для верхней части новозвксинских отложений. Термин «сурожский горизонт» неприемлем для акватории Азовского моря, так как возраст морской террасы на восточном берегу Азовского моря, датируемый Г.И. Поповым (1973) как сурожский, имеет голоценовый возраст (В.Н. Семененко и др., 1979). Мы предложили заменить этот термин на азово-хвалынский горизонт.

Выделенные в схеме четвертичные горизонты удовлетворительно картируются на побережье, а в зоне мелководного шельфа их устанавливают с трудом, так как здесь прослеживается резкая фациальная изменчивость пород и многочисленные перерывы, что затрудняет выделение трансгрессивных и регрессивных циклов. Наиболее наглядно эта картина наблюдается при картировании тирренского надгоризонта, где из 9 горизонтов, входящих в него, в Черном и Азовском море картируются собственно карангатский и тобечикский с типичной обедненной средиземноморской фауной.

По указанию П.Ф. Гожики (2007), некоторые горизонты схемы тождественны выделенным Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым. Так, например пшедский горизонт по положению в разрезе и по фауне моллюсков идентичен древнеэвксинскому, который выделяется всеми исследователями, кроме геологов-съемищиков, принимающий никому неизвестный пшедский горизонт. То же следует отметить и в отношении ашейского горизонта, идентичного нижнему карангату.

Интересно отметить, что ни комплексы моллюсков, ни остракод не дают возможность выделять в низах древнего эвксина шапсузкий горизонт. Следует отметить нецелесообразность наименования тирренского надгоризонта, за которым необходимо оставить название карангатский.

Приведенные примеры убедительно показывают, что схема стратиграфии четвертичных отложений ГПП «Геопрогноз» очень громоздка, особенно при картировании акваторий мелководного шельфа, вносит путаницу в стратиграфическую терминологию и нуждается в серьезной доработке. Схема не отображает реальное положение вещей в стратиграфии морских четвертичных отложений и должна быть коренным образом переделана и изъята из использования геологами-съемищиками.

В основу применяемой в настоящее время схемы стратиграфии морских четвертичных отложений положены схемы Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова, Н.А. Невесской, П.В. Федорова с нашими дополнениями, где в их основе выделены горизонты. Среди главных уровней корреляции карангатский горизонт, указывающий на связь Азово-Черноморского бассейна со Средиземноморьем. Важно подчеркнуть, что эта связь значительно ослабевала от Черного моря к Азовскому, что связано с уменьшением солености бассейны. Вторым важным стратиграфическим уровнем схемы является выделенный нами азово-хвалынский горизонт

верхнего плейстоцена, когда осуществлялась связь Азово-Черноморской акватории с Каспием через Манычский пролив. Новозвксинское время является временем образования Керченского пролива, Азовского и Черного моря в пределах современных границ. Голоценовые отложения, которые по своим фаунистическим особенностям четко отличаются в Азовском море, Керченском проливе и Черном море хорошо коррелируются на всей изученной площади. Границу между голоценом и плейстоценом рекомендуется проводить на уровне 11,5 тыс. лет.

Выделенные в предлагаемой схеме этапы четко обоснованы фаунистическими сообществами и отвечают общепринятой истории геологического развития акватории.

Ниже приведена предлагаемая нами современная схема стратиграфии морских четвертичных отложений (рис.).

Criteria of creating of stratigraphic scool are creating. Conclusions about invalidity of allocated stratas in the scheme of stratigraphy (1983) are drawing. The modern scheme of stratigraphy of shallow shelf of Azov and Black Sea is justified.

[illegible]

Рис. Схема стратиграфии четвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна

## Бараш М.С.

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

## Палеозойский апокалипсис: следствия и причины

Barash M.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## Paleozoic apocalypse: effects and causes

На рубеже палеозоя и мезозоя, т.е. на границе перми и триаса (РТВ – Permian-Triassic boundary),  $251.0 \pm 0.4$  млн. л. н., вымерло до 96% морских беспозвоночных. Это была крупнейшая в истории Земли массовая гибель биоты. Биоразнообразие в поздней перми составляло около 250 тыс. видов, а после катастрофы сократилось до менее 10 тыс.

Во время катастрофических событий РТВ полностью вымерли архаичные палеозойские рыбы (Acanthodians, Placoderms), а также трилобиты, "морские скорпионы" (Eurypterida), граптолиты, из донных фораминифер - фузулиниды. Другие пережили катастрофу с резким уменьшением биоразнообразия. Вымерло 97% фораминифер (Foraminifera), 99% радиолярий (Radiolaria), 79% мшанок (Bryozoa), 96% плеченогих моллюсков (Brachiopoda), том числе полностью исчезли характерные для палеозоя продуктиды (Productids). Вымерло также 59% двустворчатых моллюсков (Bivalvia), 98% брюхоногих моллюсков - гастропод (Gastropoda), 97% аммонитов (Ammonites), 98% иглокожих (Echinodermata), 59% остракод (Ostracoda).

Исследования распределения палеонтологических объектов показывают, что как вымирание биоты, так и глобальные изменения условий среды происходили в течение двух фаз: первая - на границе средней и поздней перми (260 млн. л. н.), и вторая - на пермо-триасовой границе (около 251 млн. л. н.). Во время первой фазы число родов сократилось в основном за счет бентоса: ругозных кораллов, фузулинид, брахиопод, мшанок, иглокожих и др. Это объясняется началом аноксии. Во время второй фазы мало- или бескислородные условия охватили почти всю толщу вод океана (супераноксия). Биоразнообразие сократилось в основном за счет нектона и планктона (остракоды, радиолярии и др.). Причиной массовой гибели важнейшей части планктона – радиолярий, считается глобальный коллапс биопродуктивности. Аммоноидеи и наутилоидеи, как и другие хищники (рыбы, конодонты), пострадали относительно мало.

В разрезах Южного Китая проведен детальный статистический анализ распределения морских организмов. Вымирание происходило в течение 3-х млн. л. Однако наиболее интенсивным и внезапным (в интервале менее 500 лет) оно было 251.4 млн. л. н. Событие совпадает с резким падением  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и возрастанием количества вулканических микросферул в  $\sim 100$  раз. В области границы наблюдаются прослойки пирита (свидетельство аноксии) и вулканического пепла. Обнаружено повышенное содержание Ir, на порядок

превышающее фоновую концентрацию верхнепермских и нижнетриасовых осадков. В это же время произошла быстрая трансгрессия.

Для объяснения гибели организмов предложено много гипотез: исчезновение экологических ниш в процессе соединения материковых плит в Пангею; гиперсоленость; аноксия; повышенное содержание  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ; падение уровня моря до минимального значения в фанерозое; трансгрессии; вулканизм; потепление и кислые дожди в результате вулканизма и выделения метана из газогидратов; кратковременные эпизоды похолодания. Все эти факторы, сократившие биоразнообразие, обосновываются палеонтологическими, геологическими, геохимическими, изотопными и др. данными. Некоторые из этих факторов находятся в отношениях соподчиненности, но видимые связи между другими отсутствуют или не известны.

Колебания соотношений некоторых изотопов отражают глубокие изменения экологических условий на рубеже перми и триаса. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  колебались от  $+5\text{--}7\text{‰}$  до  $-2\text{--}4\text{‰}$ , что отражает резкие колебания биопродуктивности. Падение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до фанерозойского минимума объясняется изменением характера выветривания при аридизации суши. Резкое понижение  $\delta^{18}\text{O}$  связано с потеплением. Сдвиг значений  $\delta^{34}\text{S}$  объясняется преимущественным изъятием  $^{32}\text{S}$  при захоронении пирита бактериальной сульфат-редукцией.

В конце перми уровень моря опустился до фанерозойского минимума, что связывается с интеграцией Пангеи. Пострадали, прежде всего, шельфовые сообщества. Одновременно, вероятно, имело место кратковременное похолодание. В конце перми – начале триаса происходили изменения климатической системы. Герцинский орогенез постепенно прекратился, что уменьшило химическое выветривание силикатов. Соответственно уменьшилось поступление в биосферу биогенных компонентов, которое еще более упало в связи с потеплением. Ослабел термальный градиент полюс-экватор, уменьшились апвеллинги, еще более сократились продуктивность и осаждение карбонатов. При прекращении погружения приполярных вод океан быстро заполнился теплой малоокислородной водой. Трансгрессии принесли условия аноксии в шельфовые области. Аноксия или гипоксия были причиной массовых вымираний, что доказано для конца перми исследованиями фаций, геохимии и биомаркеров.

Наиболее популярной гипотезой позднепермского вымирания является инициирование его крупномасштабным вулканизмом. Имел место как базальтовый магматизм срединно-океанических хребтов, так и внутриплитный магматизм. Прослежено временное совпадение между излияниями базальтов в Южном Китае и первой фазой вымирания биоты 260 млн. л. н., а также крупнейшими извержениями сибирских траппов и главной фазой вымирания. Траппы развиты на всей Восточно-Сибирской



платформе, зона магматизма простирается и на дне Карского моря. Огромные площади покрыты вулканическими туфами – результатом эксплозивных извержений. Трапповая провинция покрывает около 2 млн. кв. км, а ее первоначальная площадь оценивается в 7 млн. кв. км, объем лав – в  $1-4 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Сибирский трапповый вулканизм начался  $251.7 \pm 0.4$  млн. л. н. и ослабел  $251.1 \pm 0.3$  млн. л. н. Совпадение интервалов этого извержения и возраста РТВ подтверждает, что оно было главной причиной массовой гибели организмов в конце перми. При мощном извержении в течение короткого интервала времени (около 0.6 млн. л.) большие количества  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , фтора и хлора должны были выделяться достаточно быстро для разрушения систем атмосферы и биосферы.

Извержения вызывали «вулканическую зиму» с глобальным похолоданием из-за аэрозольного экранирования атмосферы, выделением газов и выпадением кислотных дождей, вредных для растений. После главного излияния базальтов следовало «вулканическое лето», задерживая восстановление биоразнообразия и усиливая стратификацию океана. Разложение газогидратов вело к выделению в атмосферу огромных количеств  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , и возникновению губительного парникового эффекта. Быстрое глобальное потепление вызывало вредные для биосферы изменения среды: ослабление апвеллингов, стагнацию океана, падение продуктивности.

Хотя рассмотренные факторы отрицательно влияли на биоразнообразие, они развивались относительно медленно и не могли вызвать быстрой массовой гибели организмов в глобальном масштабе.

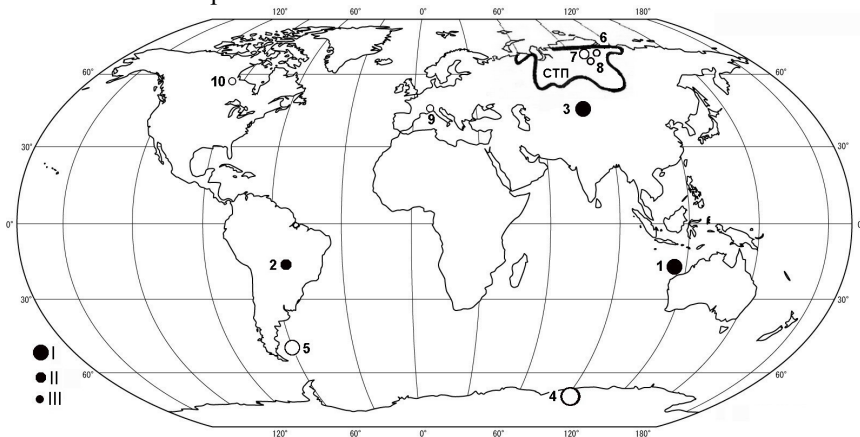


Рис.1. Современное положение кратеров интервала РТВ и Сибирской трапповой провинции (СТП).

Кратеры: 1 – Беду, 2 – Арагуайна, 3 – Арганаты, 4 – Уилкс, 5 – Фольклендский, 6 – Большой Куонамки, 7 – Гулинский, 8 – Ессей, 9 – Альпийский, 10 – SAR 28. Диаметры кратеров (км): I - > 100, II - 100 – 10, III - < 10. Черные кружки –

доказанные ударные кратеры, полые кружки – вероятные или возможные кратеры.

Триггером резких изменений экологических условий были, вероятно, удары крупных астероидов или комет. Материал, характерный для импакт-событий, был встречен на пермо-триасовой границе в нескольких разрезах. Однако реальные кратеры обнаружены лишь в последние годы. Так, на северо-западной материковой окраине Австралии, в 25 км от берега найдены свидетельства погребенной под осадками импакт-структуры Беду с размером кратера 180-200 км.  $Ag/Ag$  возраста  $250.1 \pm 4.5$  и  $253 \pm 5$  млн. л.

В Бразилии обнаружен кратер Арагуайна диаметром 40 км. Падение астероида диаметром 2-3 км произошло около 250 млн. л. н. К достоверно установленным относят кратер Арганаты в Казахстане диаметром 315 км и возрастом 250 млн.л. Обнаружено еще несколько возможных астроблем этого возраста.

В Антарктиде в Центральных Трансантарктических горах в пограничном пермо-триасовом слое найдены многочисленные фрагменты хондритовых метеоритов с характерными геохимическими признаками, ударным кварцем, металлическими зернами и внеземными фуллеренами с захваченным  $^3\text{He}$ . Находка подтверждает импакт-событие глобального масштаба. Им могло быть крупнейшее в истории Земли импакт-событие в Антарктиде, на Земле Уилкса. По геофизическим данным здесь обнаружен 500-километровый кратер с возрастом около 250 млн. л. н., располагающийся под ледниковым щитом. Предполагается, что это следствие удара 55-километрового астероида. Вероятно, именно оно, наряду с крупным импакт-событием Беду и другими, было важнейшей причиной внезапной массовой гибели организмов на рубеже перми и триаса.

Последствия ударов нескольких крупных астероидов в пределах узкого интервала времени должны были оказать губительное воздействие на морские и наземные организмы. Происходили понижение освещенности, изменение температуры, кислотные дожди и пожары. Глобальное распространение облаков пыли, состоящей из частиц пород земной коры, выброшенных из кратера, 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  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$  увеличивал содержание в атмосфере  $\text{CO}_2$  и сернокислых аэрозолей. Это должно было приводить к выпадению кислотных осадков и повышению температуры на несколько градусов.

Поскольку связь вымираний на пермо-триасовой границе с крупнейшими извержениями базальтов и их синхронность с развитием других вредных факторов, не вызывает сомнений, предполагается, что импакт-события «добили» уже ослабленную биоту. Одновременное изменение многих определяющих биоразнообразие факторов, в том числе

не связанных причинно-следственными отношениями, доказывает существование общей космической первопричины. В качестве причин геологической цикличности обычно называют изменение гравитационного потенциала Галактики на разном удалении от ее центра, вариации скорости движения Солнца по орбите, пересечение Солнцем спиральных ветвей Галактики, его колебания перпендикулярно галактической плоскости и др.

At the end of the Permian, at the Paleozoic–Mesozoic boundary ( $251.0 \pm 0.4$  Ma ago) there was the largest in the Earth history mass extinction of organisms. About 96% of oceanic species became extinct. As the reasons of biota extinction many factors are proposed. Volcanism and bolide impact events are the main ones. The synchronous variation in many factors responsible for biodiversity, including those without casual relations, proves the existence of a common extraterrestrial cause.

**Батурин Г.Н.<sup>1</sup>, Ильин А.В.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gbatu@ocean.ru;

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва)

## **Микроэлементы в углеродистых сланцах и фосфоритах Палео-Балтики**

**Baturin G.N.<sup>1</sup>, Ilyin A.V.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>All-Russia Institute of mineral resources, Moscow)

## **Microelements in carbonaceous shales and phosphorites of Paleo-Baltic Sea**

В осадочных толщах различного возраста нередко наблюдается пространственная и временная ассоциация углеродистых металлоносных сланцев и фосфоритов, что можно интерпретировать как признак некоего генетического родства этих отложений. Основной химический состав этих отложений различен, но представляет интерес сопоставить характер распределения в них микроэлементного комплекса. С этой целью нами изучены 11 образцов ордовикских оболочковых фосфоритов и ассоциирующих с ними диктионемовых сланцев Прибалтики, собранных авторами при содействии эстонских коллег. Рассматриваемые породы сформировались в раннепалеозойском Палео-Балтийском море, являвшемся северной частью бассейна Русской платформы и занимавшего значительную часть Московской синеклизы. Согласно палеогеографическим реконструкциям, осадки отлагались в пределах подводного поднятия, отделявшего бассейн Русской платформы от западноевропейского океана.

Определение элементного состава пород выполнено методом ИСП-МС в ИПТМ РАН под руководством В.К. Карандашева и АСИЦ ВИМС под руководством С.В. Кордюкова.

Наиболее древние отложения (позднекембрийская пачка) представлены кварцевыми песками с детритом и целыми створками беззамковых фосфатных брахиопод (оболочные пески) и прослоями углеродистых аргиллитов. Выше по разрезу расположена тосненская раннеордовикская свита, сложенная разномерными кварцевыми песками с обильными раковинами брахиопод и с прослоями глин, углеродистых аргиллитов и включениями фосфоритовых конкреций (в кровле). С этой свитой связана основная часть фосфатных песков, перекрытых углеродистыми аргиллитами – диктионемовыми сланцами, присутствующими также и в других районах Балтоскандии.

Продуктивные слои фосфатонесных пород, состоящих из песка и ракушечного материала, содержат от 9 до 13%  $P_2O_5$ , 13-18%  $CaO$ , 55-62%  $SiO_2$ , 1-2% пирита и примерно столько же оксидов железа, а также 1.3-1.7%  $CO_2$ , 0.36-1.01% фтора и около 0.2% органического углерода. В гравийной

фракции, состоящей преимущественно из ракушечного материала, содержание фосфатных компонентов и пирита возрастает в 2-3 раза, а содержание кремнезема уменьшается в 7-8 раз.

Диктиномовые сланцы из разных частей сланцевой зоны довольно однородны по химическому составу и содержат 41-52 %  $\text{SiO}_2$ , 10-13%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 0.2-0.8%  $\text{TiO}_2$ . Содержание в них общего железа (в расчете на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) колеблется от 1.2 до 5.7% и общей серы от 1.00 до 3.14%, что обусловлено постоянным присутствием пирита. Как и большинство других черных сланцев, они обеднены фосфором (0.03-0.19%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и обогащены органическим углеродом (4.34-11.9%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ).

Полученные результаты о микроэлементном составе фосфоритов и сланцев объединены в таблице 1, в которой элементы расположены в алфавитном порядке, как и в классической работе Альтшуллера (1980), рассчитавшего среднее содержание ряда элементов в фосфоритах мира.

#### *Фосфориты*

В фосфоритах месторождения Маарду содержание серебра составляет в среднем 0.27 г/т, что почти на порядок ниже “нормативного” - 2 г/т. Столь же существенное различие установлено в содержании кадмия (0.17 и 18 г/т), олова (0.22 и 3 г/т) и цинка (14 и 195 г/т). Некоторыми микроэлементами фосфориты Маарду обеднены относительно нормативного незначительно: барием (173 и 350 г/т), хромом (35 и 125), медью (30 и 75), никелем (18 и 53), скандием (5 и 11), ураном (50 и 120), ванадием (25 и 100), цирконием (42 и 70).

Средние содержания ряда других микроэлементов почти идентичны нормативным – бериллия (1.8 и 2.6 г/т), кобальта (5.5 и 7), галлия (3 и 4), лития (3.3 и 5) и селена (6.7 и 4.6). Наконец, некоторыми микроэлементами фосфориты Маарду обогащены существенно: мышьяком (49 и 23 г/т), ртутью (0.33 и 0.05), молибденом (19 и 9), свинцом (180 и 50), стронцием (3300 и 750), а также иттрием (486 и 260) и лантаном (196 и 143). Для прочих микроэлементов, включенных в таблицу 3, сравнительные данные отсутствуют.

#### *Углеродистые сланцы*

Углеродистые сланцы мира чрезвычайно разнообразны по своему химическому составу, что не помешало обобщить накопившийся массив аналитических данных и рассчитать среднее содержание в них практически всех микроэлементов (Ketris, Yudovich, 2009).

Сопоставление этих средних содержаний с полученными данными по составу рассматриваемых сланцев показывает, что последние относительно беднее кадмием (1.1 и 7 г/т), кобальтом (5.5 и 14), литием (13 и 33), рением (0.05 и 4), оловом (2.8 и 5.6), стронцием (85 и 290), вольфрамом (2.4 и 7.8) и цинком (14 и 57). Менее значительна разница в содержании бария (380 и 590), меди (65 и 87) и циркония (150 и 120).

К числу элементов с близкими к средним (или идентичными)

содержаниями относятся серебро (1.7 и 1.6 г/т), мышьяк (35 и 30), бериллий (1.9 и 2.1), цезий (4.5 и 4.8), галлий ( 14 и 17 ), гафний (3.5 и 3.5),

Таблица 1. Микроэлементный состав ракушечных фосфоритов и диктионемовых сланцев (г/т)

| Элемент | Фосфориты     |       | Сланцы        |       |
|---------|---------------|-------|---------------|-------|
|         | От-до         | Сред. | От-до         | Сред. |
| Ag      | 0.19 – 0.40   | 0.27  | 0.95 – 4.0    | 1.7   |
| As      | 36 – 90       | 49    | 9 – 45        | 35    |
| Ba      | 140 – 207     | 173   | 327 – 470     | 380   |
| Be      | 1.8 – 1.9     | 1.85  | 1.1 – 2.3     | 1.9   |
| Bi      | 0.039 – 0.057 | 0.05  | 0.13 – 0.29   | 0,21  |
| Cd      | 0.09 – 0.31   | 0.17  | 0.9 – 2.5     | 1.1   |
| Co      | 4.0 – 9.4     | 5.5   | 1.1 – 11.0    | 5.5   |
| Cr      | 9 – 64        | 35    | 40 – 180      | 145   |
| Cs      | 0.05 – 0.14   | 0.11  | 2.8 – 6.3     | 4.5   |
| Cu      | 22 – 34       | 30    | 21 – 110      | 65    |
| Ga      | 1.6 – 6.5     | 3.0   | 10 – 18       | 14    |
| Hg      | 0.18 – 0.48   | 0.33  | 1.3 – 1.5     | 1.4   |
| Hf      | 0.44 – 1.3    | 0.9   | 3.1 – 4.0     | 3.5   |
| Li      | 2,8 – 3.9     | 3.3   | 6 – 23        | 13    |
| Mo      | 15 – 24       | 19    | 68 – 580      | 200   |
| Nb      | 0.9 – 1.0     | 0.95  | 10 – 14       | 12.5  |
| Ni      | 12 – 32       | 18    | 45 – 140      | 85    |
| Pb      | 82 – 190      | 180   | 14 – 180      | 94    |
| Rb      | 0.1 – 3.7     | 2.2   | 66 – 140      | 106   |
| Re      | 0.009 – 0.01  | 0.009 | <0.02 – 0.119 | 0.05  |
| Sb      | 0.9 – 3.6     | 3.0   | 5.7 – 15.0    | 8.8   |
| Sc      | 3.9 – 7.9     | 5.3   | 5.3 – 13.0    | 10    |
| Se      | 0.6 – 12.8    | 6.7   | 4.3 – 58      | 25    |
| Sn      | <0.2 – 0.33   | 0.22  | 2.0 – 3.6     | 2.8   |
| Sr      | 3000 – 4000   | 3300  | 28 – 130      | 85    |
| Ta      | 0.09 – 0.16   | 0.11  | 0.8 – 3.8     | 1.5   |
| Th      | 2.1 – 2.9     | 2.3   | 2.1 – 22      | 12    |
| Tl      | 1.0 – 1.7     | 1.4   | 2.1 – 14      | 6.6   |
| U       | 48 – 52       | 50    | 24 – 350      | 98    |
| Y       | 390 – 740     | 486   | 6 – 82        | 27    |
| V       | 16 – 37       | 25    | 500 – 920     | 680   |
| Y       | 392 – 740     | 486   | 6 – 82        | 27    |
| W       | 0.8 – 0.9     | 0.85  | 2.0 – 3.9     | 2.4   |
| Zn      | 12.5 – 15.0   | 14.3  | 15 – 150      | 57    |
| Zr      | 17 – 51       | 42    | 110 – 200     | 150   |

ниобий (12.5 и 10), никель (85 и 67), сурьма (8.8 и 5.6), скандий (10 и 11) и цирконий (150 и 120).

Группа элементов, накапливающихся в дикионемовых сланцах значительно активнее по сравнению со среднемировым уровнем, включает в себя ртуть (1.4 и 0.23 г/т), молибден (200 и 20), свинец (94 и 26), селен (25 и 7.8), таллий (6.6 и 2.5), уран (98 и 13) и ванадий (689 и 180). В меньшей степени накапливаются хром (145 и 81), рубидий (106 и 68), тантал (1.5 и 0.66) и торий (12 и 7.2).

При этом следует учесть, что в целом углеродистые сланцы значительно обогащены по сравнению с обычными глинистыми породами серебром, мышьяком, висмутом, кадмием, молибденом, рением и ураном, что относится в данном случае и к нашим образцам.

По имевшимся ранее сведениям, максимальное содержание молибдена, а также ванадия в углеродистых сланцах Эстонии составляет около 0.2% и урана около 0.1%. Позднее, согласно более детальным исследованиям (около 2000 определений урана, молибдена и свинца и 50 определений ванадия в образцах из западной и центральной части рудного поля) были получены другие результаты: среднее содержание молибдена – 220 г/т (при колебаниях 19-680 г/т), ванадия – 250 г/т (13-1850 г/т), урана – 55 г/т (3-710 г/т) и свинца 50 г/т (30-741 г/т). Таким образом, полученные нами средние содержания (табл. 1) совпадают с указанными результатами по молибдену и примерно вдвое выше по остальным трем элементам, что, вероятно, обусловлено меньшим количеством исследованных нами образцов.

В микроэлементном составе рассмотренных фосфоритов и углеродистых сланцев, на первый взгляд, мало общего в связи с существенной разницей в содержании многих металлов, включая висмут, серебро, молибден, олово, цезий, ниобий, стронций, барий, иттрий.

Для демонстрации этих различий построен график (рис.1), на котором элементы расположены в порядке увеличения их средних содержаний в глинистых осадочных породах.

Но в результате наряду с различиями выявляется определенное сходство в характере изменения содержаний микроэлементов и одинаковой направленности этих изменений, а именно сопряженность максимумов и минимумов концентраций целой серии элементов от рения до галлия и следующих за иттрием меди, лития, цинка, никеля и хрома. О том же свидетельствует практическая идентичность характера распределения иттрия и сопутствующих редкоземельных элементов.

По всей видимости, столь близкое сходство в поведении микроэлементов свидетельствует о длительной стабильности условий седиментации (включая химизм вод) в раннепалеозойском бассейне, занимавшем значительную часть площади современной Европы и оставившем после себя серию черносланцевых и фосфоритовых месторождений, что является одним из многих примеров близости в

пространстве и чередования во времени фосфатных и черносланцевых фаций. При этом следует отметить, что в современных углеродистых анаэробных осадках Балтийского моря, которое можно считать небольшим реликтом ордовикского бассейна, накапливаются, но в значительно меньшей степени, те же элементы, что и в дикионемовых сланцах – уран, молибден, мышьяк и другие. Более близкой аналогией можно считать современный осадочный процесс на биопродуктивных шельфах современного океана, где формируются углеродистые и фосфатные отложения.

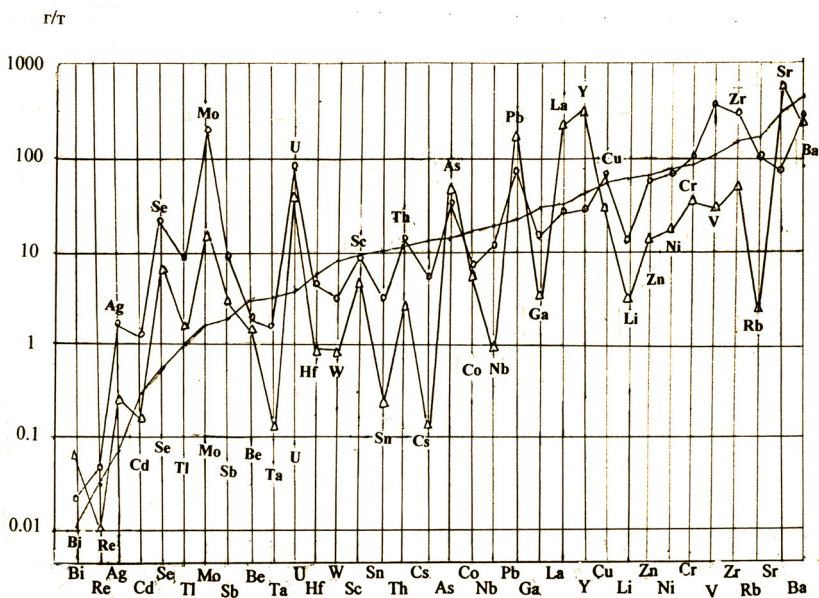


Рис. 1. Распределение микроэлементов в сланцах и фосфоритах Прибалтики. Круги – сланцы, треугольники – фосфориты, средняя линия – фоновое содержание в осадочных породах.

The combined investigation of microelement geochemistry in carbonaceous shales and shelly phosphorites which accumulated in Ordovician Paleo-Baltic Basin revealed the similar mode of characteristic elements distribution including Ag, Cd, Se, Mo, and a number of others. This phenomenon is interpreted as evidence of certain stability of high biological productivity, sea water composition and sedimentation environment in shallow part of the ancient basin. The recent counterpart of such process might be observed on some recent oceanic shelves.



**Баширова Л.Д.<sup>1</sup>, Лукашина Н.П.<sup>1</sup>, Кандиано Е.С.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, [bas\\_leila@mail.ru](mailto:bas_leila@mail.ru); <sup>2</sup> Институт морских исследований им. К. Лейбница ИФМ ГЕОМАР, Киль, Германия)

**Математические методы в реконструкции поверхностных температур над северо-восточной частью Исландской котловины**

**Bashirova L.D.<sup>1</sup>, Lukashina N.P.<sup>1</sup>, Kandiano E.S.<sup>1,2</sup>**

(<sup>1</sup>The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad, Russia; <sup>2</sup>IFM-GEOMAR, Kiel, Germany)

**Mathematic methods for reconstructions of Sea Surface temperatures above northeast part of the Island basin**

В России для реконструкций поверхностных температур традиционно используется метод М.С. Бараша [1], который позволяет восстанавливать среднегодовые поверхностные температуры по процентному соотношению видов планктонных фораминифер в танатоценозе. Для анализа используется фракция >0,1 мм.

В Европе и во всем мире применяют другие математические методы реконструкций температур поверхностных вод океана, такие как Revised Analog Method (RAM), или пересмотренный аналоговый метод [2], и Modern Analogue Technique (MAT), или современный аналоговый метод [3].

Эти методы основаны на сравнении исследуемых образцов раковин планктонных фораминифер с образцами в современной базе данных и поиске 10 так называемых лучших аналогов в базе данных, которые наиболее схожи с исследуемыми комплексами планктонных фораминифер. Современная температура, соответствующая этим аналогам, и есть искомая нами температура поверхностной воды. Но в RAM в отличие MAT применяется метод интерполяции, для того, чтобы достроить недостающие в базе данных образцы и проводить сравнение с ними.

Эти методы позволяют восстанавливать зимние и летние температуры. Зимними температурами считают температуры самого холодного месяца (февраля), летними температурами – температуры самого теплого месяца (августа). Для анализа используется фракция >0,15 мм.

Для исследования был выбран керн АМК-4438 длиной 308 см, взятый на северо-восточном склоне Исландской котловины (59°31'66'' с.ш., 17°57'73'' з.д., глубина 2240 м). Планктонные фораминиферы были изучены в 153 пробах, (пробы отбирались непрерывно по 2 см). Их подсчет и определение проводились во фракции >150 мкм (RAM и MAT) и >100 мкм (М.С. Бараш). Во всех случаях образцы квартовались до получения навески, содержащей не менее 300 раковин. В каждой пробе определялось процентное содержание раковин планктонных фораминифер.

Построенная с помощью метода М.С. Бараша палеотемпературная кривая позволила выделить в керне АМК-4438 9 изотопно-кислородных стадий (ИКС), охватывающих последние 300 тыс. лет (поздний плейстоцен – голоцен).

Результаты реконструкций палеотемператур, полученные с помощью метода М.С. Бараша, были сопоставлены с результатами реконструкций RAM и MAT.

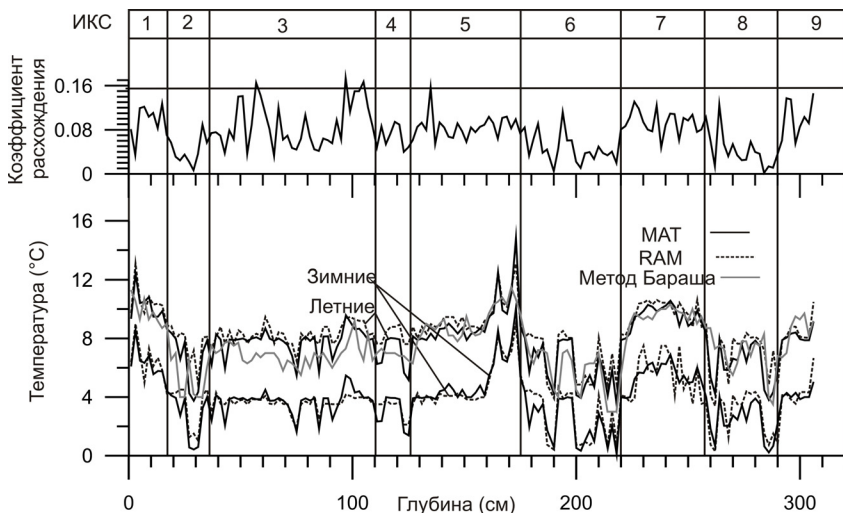


Рис. 1. Сравнение температур поверхностных вод, восстановленных с помощью методов М.С. Бараша, MAT и RAM.

В настоящее время над Исландской котловиной распространена североатлантическая поверхностная вода со среднегодовой температурой 9–10°C [4]. Температура, восстановленная в верхних образцах, соответствует оптимуму голоцена: по методике Бараша она составляет 11.3°C; по MAT 8.6°C зимой и 12.4°C летом; по RAM 9°C зимой и 13.1°C летом (рис. 1).

Наиболее резкие пики низкой температуры приходятся на периоды между 12 и 24 тыс. лет назад, между 128 и 186 тыс. лет назад и между 245 и 303 тыс. лет назад (ИКС 2, 6 и 8). Пики высоких температур приходятся на голоцен (последние 10 тыс. лет) (ИКС 1) и между 117 и 125 тыс. лет назад (ИКС 5е). ИКС 5 является самой теплой стадией и вызывает большой интерес у ученых, особенно подстадия 5е. Именно в этот период отмечаются максимальные значения температур на протяжении последних 300 тыс. лет: по MAT 10.1°C зимой и 14.8°C летом, по RAM 9°C зимой и 13.1°C летом и по методике Бараша 11.5°C.

Коэффициент расхождения превышает нормальные значения (0.15)

только в четырех образцах (рис. 1). Данные образцы не интерпретировались, так как не могут считаться надежными.

Результаты нашего исследования показали, что расхождения между методами МАТ и РАМ достигают 1-2°C. Для сравнения данных по МАТ и РАМ с данными метода М.С. Бараша мы использовали усредненные показатели температуры вместо сезонных. Так, в оптимуме голоцена температуры, восстановленные методом М.С. Бараша на 3°C выше, чем температуры, полученные с помощью МАТ и РАМ. На ИКС 5е значения температур по М.С. Барашу близки к данным по МАТ и РАМ.

В целом, все три метода показывают четкие совпадения смен гляциалов и интергляциалов. Для умеренных широт удобно использовать данные о сезонном изменении температур, так как разница между летними и зимними температурами довольно большая. По нашему мнению, метод М.С. Бараша больше подходит для субтропических и тропических районов, где разницы летних и зимних температур незначительны.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
2. Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H., Duprat, J. Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas // *Paleoceanography* 13, 1998. P. 272-283.
3. Prell, W.L. The stability of low latitude sea surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on positive SST anomalies // Rep. TR 025. U.S. Dept. of Energy, Washington, DC, 1985. P. 60.
4. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Атлантический океан. М.: Мысль. 1977. 296 с.

In our study the results of the surface temperature reconstructions above northeast part of the Island basin (Northeast Atlantic) were presented for the last 300000 years with help of the M.S. Barash method, and RAM, MAT, based on the planktic foraminifera data. The M.S. Barash method calculates average annual changes of the sea surface temperatures (SST) and MAT and RAM methods, which used in nowadays – seasonal SST changes. Comparison of reconstructions results using these methods is represented.

**Ганзей Л.А.<sup>1</sup>, Разжигаева Н.Г.<sup>1</sup>, Гребенникова Т.А.<sup>1</sup>,  
Харламов А.А.<sup>2</sup>**

<sup>(1)</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tig.dvo.ru,

<sup>(2)</sup>Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, harl51@mail.ru)

## **Следы палеоцунами в голоценовых разрезах острова Итуруп (Курильские острова)**

**Ganzev L.A.<sup>1</sup>, Razzhigaeva N.G.<sup>1</sup>, Grebennikova T.A.<sup>1</sup>,  
Harlamov A.A.<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup>Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok,

<sup>(2)</sup>Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

## **Traces of paleotsunami in the Holocene sections of Iturup Island (Kuril Islands)**

Южные Курилы являются информативным объектом для поиска следов палеоцунами. Возникновение цунами в этом регионе связано с землетрясениями, эпицентры которых находятся в относительно узкой полосе на западном склоне Камчатско-Курильского глубоководного желоба. Работы по поиску следов палеоцунами проводились на о-вах Уруп, Итуруп, Кунашир, Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева. Остров Итуруп является самым крупным островом на юге островной гряды (3170 км<sup>2</sup>). Целью исследований является идентификация осадков цунами в голоценовых разрезах, анализ их состава, восстановление параметров заплеска, определение возраста и повторяемости крупных событий и корреляция с данными, полученными по сопредельным территориям. Основными объектами для реконструкции палеоцунами являлись разрезы голоценовых торфяников и озерных отложений на побережье островов, включающих прослой морских песков, простирающихся далеко за пределы зоны воздействия сильных штормов. Разрезы (шурфы и материалы ручного бурения) изучались по профилям от линии уреза вглубь суши с проведением нивелирования. Для определения происхождения осадков использовался диатомовый анализ, возрастная привязка и корреляции событий основана на данных тефростратиграфии и радиоуглеродного датирования вмещающих отложений. Обследовались бухты, отличающиеся конфигурацией береговой линии, геоморфологическим строением и поразному ориентированные к фронту цунами.

На о. Итуруп на побережье залива Касатка проведено изучение разрезов торфяников, включающих прослой песков разного генезиса. Изучение диатомовых комплексов позволило доказать морское происхождение прослоев песков в разрезе торфяника, расположенного между озерами Октябрьское и Среднее за штормовым валом. Среди морских диатомей были обнаружены сублиторальные виды, характерные для полузакрытых бухт и заливов *Achnanthes brevipes* Ag., *Thalassiosira bramae* var.

*septentrionalis* (Grun.) Makar., *Cocconeis californica* Grun., *C. costata* Greg. и фрагменты пелагических видов, таких как *Coscinodiscus* sp. *Thalassiosira* sp. Наличие морских диатомей, хорошая выдержанность прослоев отложений по простиранию, далеко за пределами зоны пляжа, сложенных хорошо окатанными валунами, уменьшение мощности слоев и крупности материала вглубь суши позволяет предположить, что данные пески фиксируют прохождение в районе зал. Касатка двух наиболее крупных цунами позднего голоцена. Высота заплеска была более 3 м, ширина зоны затопления превышала 0.5 км. В верхней части разрезов выходит прослой вулканического пепла риолитового состава (вулканическое стекло относится к среднекалийной группе), широко распространенный в разрезах голоценовых отложений Центрального Итурупа (возраст около  $260 \pm 45$  л.н. АА-20942). На основе данных тефростратиграфии и радиоуглеродного датирования определен возраст событий цунами: первое произошло около 1.5 тыс. л.н. ( $^{14}\text{C}$ -дата из постилающего торфа  $1440 \pm 70$  л.н.,  $1380 \pm 70$  кал. л.н., ЛУ-6324), возраст второго около 750 л.н. Эти два события хорошо коррелируются с событиями так называемых мегацунами 13-14 веков и около 1.3-1.5 тыс. л.н., выделенными для побережья Восточного Хоккайдо (зона затопления превышала 2.6-3 км), связанными с сильными землетрясениями (М 8.6) [1]. Возможно, эти цунами достигали побережье о. Итуруп. Гранулометрический состав характеризуется бимодальными (моды 0.315-0.4; 0.5-0.63 мм) и полимодальными кривыми распределения (рисунок).

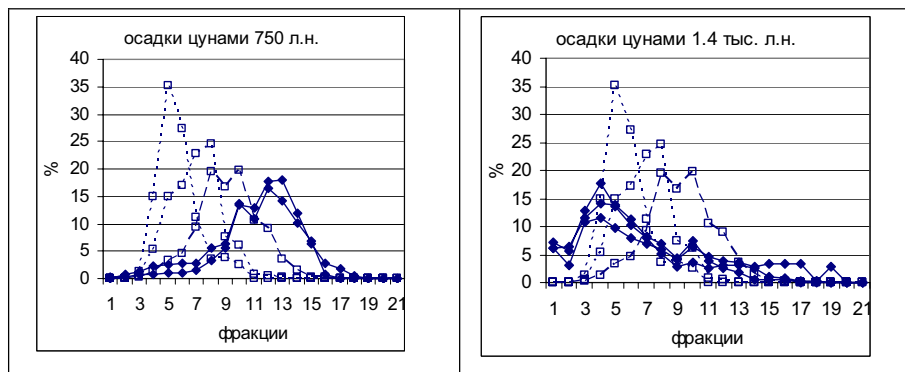


Рис. Гранулометрический состав осадков палеоцунами (сплошная линия), песков пляжа (мелкий пунктир) и штормового вала (крупный пунктир) побережья зал Касатка, о. Итуруп.

По мере продвижения вглубь суши материал становится более тонким и сортированным, но положение модальных фракций сохраняется. Структурные характеристики цунамигенных песков сильно отличаются от

пляжевых песков вершины залива и песков древнего штормового вала с одномодальными кривыми распределения. Осадки позднеголоценового цунами более тонкие, материал, в основном, поступал с подводного берегового склона. Осадки исторического цунами грубее, чем пляжевые пески, преобладал материал абразионного происхождения, поступающий с подводного склона и с бортов бухт.

Для определения возможности прохождения на побережье залива Касатка катастрофических цунами с заплесками более 10 м было проведено детальное (интервал опробования 5 см) биостратиграфическое изучение разреза торфяника, расположенного за грядой дюн, находящегося к северу от озера Касатка. Выделено два комплекса диатомей, отвечающие развитию лагунного озера, постепенно заросшего и превратившегося в озеро-старичу и болото. В разрезе торфяника встречены редкие морские диатомей, но их состав отличается от видов, обнаруженных в слое осадков, соответствующих лагунному озеру. Возможно, встреченные морские виды переотлагались во время паводков. Наиболее высокое число створок морских диатомей зафиксировано в интервалах, где состав пресноводного диатомового комплекса свидетельствует о периодах активизации речного стока. На основе этого можно сделать вывод, что крупных палеоцунами с заплесками более 10 м в зал Касатка в среднем-позднем голоцене, по-видимому, не происходило, а прослой разнозернистых песков, обнаруженные в разрезе торфяника, являются тефрой.

На побережье зал. Простор (охотоморское побережье) изучение диатомовых комплексов из прослоев хорошо сортированных песков из торфяника, расположенного за грядой дюн, показало, что морское происхождение мог иметь один слой, где встречены морские виды, характерные для сильно распресненных прибрежных вод – *Mastogloia smithii*, *Fragilaria pulchella* (Ralfs) L.-Bert., *Fragilaria fasciculata* (Ag.) L.-B., *Melosira lineata* (Dillw.) Ag., *Nitzschia littoralis* Grun, *Nitzschia sigma* (Kütz.) W. Sm., *Lyrella pygmaea* (Kütz.) Makar. et Kar., *Rhopalodia musculus* (Kütz.) O. Müll. Морские диатомей обнаружены в прослоях песков из торфяника, расположенного около р. Удобная (пос. Рейдово): сублиторальные *Cocconeis scutellum* Ehr., *Trachyneis aspera* (Ehr.) Cl., солоновато-водный *Fragilaria pulchella* (Ralfs) L.-Bert., виды, характерные для сильно распресненных прибрежных вод *Thalassiosira bramaeputrae* var. *septentrionalis* (Grun.) Makar., *Melosira lineata* (Dillw.) Ag., *Nitzschia levidensis* var. *salinarum* Grun., *Nitzschia littoralis* Grun, *Nitzschia sigma* (Kütz.) W. Sm. и неритический *Thalassionema nitzschioides* Grun. Чтобы ответить на вопрос, являются ли прослой песков с морскими диатомеями свидетельством проявления сильных штормовых нагонов или образовались во время прохождения цунами и были ли возможны цунами на охотоморской стороне Итурупа, требуется проведение дальнейших экспедиционных исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00497. Экспедиционные работы выполнялись при поддержке РФФИ, грант, 09-05-10006 и грантов ДВО.*

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Nanayama F., Satake K., Furukawa R. et al. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kurile trench // Nature. 2003. V. 424. P. 660-663

At Iturup Island on Kasatka Bay coast were studied peat sections that include sand layers of different genesis. The study of diatom complexes allows to prove the marine origin of the sand layers, which record the passage of two large tsunami in the Late Holocene.

**Гладенков А.Ю.**

(Геологический институт РАН, Москва, agladenkov@ilran.ru)

**Неогеновые диатомеи из разреза скважины Центральная-1  
(Чукотский шельф Берингова моря)**

**Gladenkov A.Yu.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Neogene diatoms from the hole Central-1 (Chukchi shelf of the  
Bering Sea)**

До настоящего времени сведения о находках ископаемых кремнистых микроорганизмов в кайнозойских разрезах обрамления северо-западной части Берингова моря остаются весьма скудными. В частности, это относится к выделяемым в пределах Анадырской впадины стратиграфическим подразделениям, точный возраст которых обоснован в недостаточной мере. Поэтому большой интерес представляют материалы по скважине Центральная-1, пробуренной до глубины 2785 м на Чукотском шельфе Берингова моря в 180 км к востоку от мыса Беринговский, на периферии Анадырской впадины [1]. В результате бурения вскрыт кайнозойский осадочный чехол, расчлененный на девять толщ (датированных в интервале от палеоцена до квартера), скоррелированных с стратиграфическими аналогами суши [1]. В результате изучения образцов керна, отобранных из туфодитомитовой толщи мощностью 152 м (интервал 692-844 м ниже морского дна), были обнаружены остатки диатомовых водорослей. Данная толща скоррелирована с верхней частью телекайского стратиграфического горизонта анадырской суши [1]. Диатомеи найдены в десяти образцах, отобранных в разрезе в интервале 721-735 м ниже морского дна. Остатки характеризуются различной степенью относительного обилия и сохранности. За исключением двух образцов, в пробах найдены также остатки силикофлагеллят.

В целом, обнаруженная в образцах диатомовая флора является морской и включает более 60 видовых и внутривидовых таксонов. Она может быть отнесена к одному комплексу. В составе выделенной ассоциации доминируют три вида: *Paralia sulcata*, *Odontella aurita* и *Ikebea tenuis*. К субдоминирующим и характерным видам комплекса относятся *Actinoptychus senarius*, *Coscinodiscus marginatus*, *Stephanopyxis* spp., *Actinocyclus octonarius*, *Kisseleviella carina*, *Stellarima microtrias*, *Pyxidicula zabelinae*, *Hyalopyxis concava*, *Cosmiodiscus insignis*, *C. intersectus*. Также в составе ассоциации отмечены такие морские виды, как *Thalassiosira manifesta*, *Pseudotriceratium notable*, *Ps. adspersum*, *Ps. rusticum*, *Stictodiscus kittonianus*, *Hemiaulus polymorphus*, *Sheshukovia condecora* и др. В двух образцах, отобранных в интервалах 724-725 м и 728-729 м, обнаружены единичные остатки диатомей, среди которых преобладают пресноводные



формы. Это может указывать на то, что, либо на этих уровнях осадконакопление происходило в мелководных условиях на границе моря и суши при влиянии речного стока, либо имел место размыв осадков.

Отсутствие в комплексе многих стратиграфически важных форм не дает возможности однозначно провести корреляцию с диатомовыми ассоциациями зональной шкалой кайнозоя, разработанной для Северотихоокеанского региона, и на этом основании точно оценить его возраст. В целом, состав изученного комплекса указывает на позднемиоценовый возраст вмещающих отложений. Наиболее ценными в стратиграфическом отношении являются находки вида *Ruxidicula zabelinae*, которые позволяют сделать вывод о том, что возраст диатомового комплекса не древнее 8 млн. лет по шкале У. Бергрена и др. [2]. Уровень появления *Ruxidicula zabelinae* в Северной Пацифике фиксируется в верхней части верхнемиоценовой северотихоокеанской зоны по диатомеям *Thalassionema schraderi* - он приурочен к позднему миоцену (около 7,9 млн. лет назад) [3, 4]. Постоянное присутствие в составе комплекса вида *Cosmiodiscus insignis*, по уровню исчезновения которого на отметке около 4,8 млн. лет назад проводится граница между подзонами “b” и “c” верхнемиоценовой - нижнеплиоценовой диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* [3], свидетельствует о возрасте не моложе 4,8 млн. лет. Отсутствие форм, появляющихся в конце позднего миоцена и начале плиоцена (в пределах подзон “b” и “c” диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica*), косвенно может указывать на то, что возраст не моложе 5,5 млн. лет. Об этом также свидетельствуют находки вида *Ikebea tenuis*, который является одним из доминирующих видов изученной ассоциации. Уровень исчезновения *Ikebea tenuis* в северной части Тихого океана приурочен к концу позднего миоцена: в разрезах скважин глубоководного бурения он фиксируется в интервале 5,7-5,5 млн. лет назад [3, 4].

Преобладание в составе комплекса морских неритических форм - *Paralia sulcata*, *Odontella aurita*, *Ikebea tenuis*, *Actinopteryx senarius*, *Stephanopyxis* spp., а также спор *Chaetoceros* может свидетельствовать об условиях формирования флоры в мелководной продуктивной шельфовой зоне моря. Элементы океанического планктона, а также теплолюбивые формы в составе ассоциации практически отсутствуют.

Таким образом, в целом, выделенная в разрезе скважины Центральная-1 (интервал 721-735 м ниже морского дна) диатомовая ассоциация может коррелироваться с комплексами верхней части зоны *Thalassionema schraderi* и нижней части зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзоны “a”, охватывающей интервал от 7,4 до 5,5 млн. лет назад). То есть, возраст может быть оценен в пределах 7,9 - 5,5 млн. лет. Обращает на себя внимание присутствие в комплексе переотложенных форм – прежде всего представителей рода *Kisseleviella*, характерных для раннего миоцена и нижней части среднего миоцена. Это может свидетельствовать о размыве более древних

миоценовых толщ и переотложении содержащихся в них микрофоссилий в осадки позднemiоценового возраста. Результаты процесса переотложения не позволяют однозначно делать вывод о верхнем возрастном пределе изученной ассоциации, так как нельзя полностью исключать, что упомянутый выше вид *Ikebea tenuis* также может быть переотложенным. Необходимо отметить, что в составе комплекса отсутствует вид *Neodenticula kamtschatica* (зональный вид-индекс одноименной зоны), который появился в высоких-средних широтах Северо-Западной Пацифики около 7,4 млн. лет назад и широко распространен в конце позднего миоцена - плиоцене. Это может объясняться палеоэкологическими особенностями развития диатомовой флоры в северо-западной части Берингоморской области: состав комплекса, в котором преобладают неритические и холодноводные виды, а также отмечены бентосные формы, указывает, что осадконакопление происходило в пределах мелководной шельфовой зоны, характеризующейся относительно холодными водами. Поэтому, несмотря на отсутствие *Neodenticula kamtschatica*, можно предположить, что в формировании ассоциации относится к интервалу времени, соответствующему нижней части зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзона "а"), к которому приурочено начало формирования северотихоокеанской субарктической флоры и развитие холодноводных неритических берингоморских ассоциаций [5, 6, 3].

Данные, полученные по неогеновым диатомеям из разреза скважины Центральная-1, способствуют совершенствованию стратиграфических схем кайнозоя, принятых для районов Северо-Востока и Дальнего Востока России [7].

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00015 и Программы № 25 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маргулис Л.С., Агапитов Д.Д., Маргулис Е.А. и др. Первые данные о кайнозойском разрезе Чукотского шельфа Берингова моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 103-114.
2. Berggren W.A., Kent D.V. Swisher C.C. III, Aubry, M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129-212.
3. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 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 // Jour. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. P. 395-414.
5. Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Scientific Party, Init. Rep.

DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 641-685.

6. Орешкина Т.Н. Диатомовые водоросли неогена умеренных и субарктических районов Тихого океана: стратиграфия и палеоокеанография // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 30. М.: Наука, 1989. С. 90-100.

7. Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России - Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Data obtained on fossil diatoms from the Cenozoic stratigraphic section of deep hole Central-1 drilled on the Russian shelf of the Bering Sea in the Anadyr district of Chukotka is discussed. Co-occurrence of species from marine neritic diatom assemblage found in the tuffaceous-diatomite sequence (interval of 721-735 m below a sea floor) indicates the late Miocene age.

**Гладенков Ю.Б.**

(Геологический институт РАН, Москва, gladenkov@ginras.ru)

**Раннепалеогеновые события в Северной Пацифике:  
стратиграфические и палеогеографические аспекты  
Gladenkov Yu.B.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Early Paleogene events in the North Pacific: stratigraphic and  
paleogeographic aspects**

В морских экосистемах доля бентосных форм весьма велика (98% всех организмов). Поэтому при изучении биотических сообществ раннего палеогена Северной Пацифики на бентос обращается специальное внимание (в частности, моллюски и фораминиферы) Именно эта группа ископаемых часто позволяет дешифровать многие особенности геологической истории древних бассейнов и, прежде всего шельфовых зон и окраинных морей прошлого [1].

Наиболее полные разрезы палеогена в этой области находятся в Камчатском регионе. На Камчатке имеются два основных типа разрезов палеогена - в западной и восточной зонах. Восточная зона характеризуется в целом глубоководными (часто флишоидными) толщами, западная - обычно мелководными породами, часто с углями. Для нее характерно наличие перерывов и размывов в секвенциях. Один из перерывов на Западной Камчатке приходится на нижний эоцен - начало среднего эоцена, поэтому информация о биоте этого возраста была до последнего времени очень бедная. Возникновение этого перерыва и сопровождающих его угловых несогласий связывается с раннеэоценовой фазой тектогенеза на Камчатке [2].

В последние годы здесь открыты новые полные разрезы палеоэоцена. Один из них расположен в северо-восточной части Камчатки (п-ов Ильпинский). Здесь во флишевых толщах общей мощностью до 2500-3500 м выделены зоны по планктонным и бентосным фораминиферам, однако находки моллюсков очень редки. Второй разрез находится в северо-западной части Камчатки (Маметчинский залив). Представлен он в основном песчаниками, алевролитами или грубым флишем, которые слагают два свиты - унэльскую и оммайскую. Их общая мощность более 3000 м. Он ранее изучался А.Д. Девятиловой и В.И. Волобуевой, но, к сожалению, они не дали полного определения и описания найденных здесь комплексов моллюсков. Этот палеонтологический материал несколько лет назад был передан в Геологический институт РАН и послужил предметом нашего (В.Н. Синельниковой и автора) изучения.

Комплексы моллюсков, собранные в разрезе залива Маметчинский, позволяют выделить семь сменяющихся слоев: 1 – *Acesta perrinu-Modiolus*

*napanensis*, 2 - *Venericardia mulleri*-*Pseudopessolax tricamatus*, 3 - *Dacridium penjicus*-*Glycymeris rosecanyonensis*, 4 - *Periploma efimovae*-*Thyasira baca*, 5 - *Eucrassatella lincolnensis*-*Nemocardium linteum*, 6 - *Turricula praesachalinsis*, 7 - *Portlandella kilanskiensis*. Слои 1-3 относятся к палеоцену, а слои 4-7 - к раннему эоцену.

Всего из разреза определено около 80 видов моллюсков. В основном это сублиторальные (частично батимальные) формы. Глубину маметчинского бассейна можно оценить в пределах от 0-40 до 400- 500 м. Большая часть родов является тепловодной.

Сравнение палеогеновых комплексов Камчатки (Маметчинского залива и расположенной южнее Чемурнаутской бухты) с комплексами разрезов других районов, в частности Северной Америки - штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния (формации Кресцент, Санта Сусанна и др.) показывает их большое видовое сходство (до 50-57%). Это свидетельствует о тесных связях шельфовых донных раннепалеогеновых биот этих районов. С другой стороны, среди камчатских моллюсков отмечается много эндемиков, которые отсутствовали на североамериканском шельфе. По моллюскам возраст вмещающих их формаций определяется в целом как танет - ипр. Но слои с моллюсками маметчинского разреза скоррелированы с зонами и слоями планктонных и бентосных фораминифер (данные В.Н. Беньямовского и Н.А. Фрегатовой), которые дают более точные датировки. По этим данным можно наметить границу палеоцена и эоцена внутри унэльской свиты и предположить о наличии в верхней части разреза низов лютета. Эти выводы находят подтверждение в палеомагнитных материалах по маметчинскому разрезу П.А. Минюка, которые в целом не противоречат построениям, полученным на палеонтологической основе.

Из анализа рассмотренных данных следуют два вывода.

Первый - стратиграфический. Впервые полученные материалы по комплексам моллюсков позднего палеоцена - раннего эоцена Камчатки вместе с данными по фораминиферам позволяют выделить новый, "оммайский", региоцарус ипрского возраста и таким образом закрыть в региональной стратиграфической схеме палеогена Западной Камчатки имевшуюся "дыру"

Второй - палеогеографический вывод. Тепловодные биотические сообщества в танете - ипре Северной Пацифики существовали в условиях своеобразного паратропического климата [3]. Климатическая дифференциация (и провинциальная диверсификация) в это время не была резко выражена. Северная часть Тихого океана представляла собой гигантский "залив". На севере он был ограничен сушей, то есть связь Пацифики с Арктическим бассейном отсутствовала. Это способствовало, видимо, относительному выравниванию температурных характеристик водных масс Северной Пацифики. Имеющиеся данные показывают, что ареалы тепловодных родов и видов моллюсков и фораминифер охватывали

практически всю Северную Пацифику (от Японии до Северной Камчатки-Корякского Нагорья и с другой стороны - от Калифорнии до штатов Вашингтон и Аляска). Палеоценовые и эоценовые моллюски происходили от позднемеловых относительно тепловодных комплексов Пацифики. Бореальный тип биоты стал практически формироваться только в конце эоцена и в основном олигоцене и далее в неогене - квартере. Значительное влияние на этот процесс оказало глобальное похолодание и появление психросферы. Это явление в Северной Пацифике продолжалось относительно долго (миллионы лет) и сопровождалось миграцией ряда таксонов моллюсков в южные широты и частично адаптацией отдельных форм к новым условиям. Именно тогда возникли новые таксоны (роды и виды) моллюсков и получили преимущественное развитие типично бореальные представители родов *Neptunea*, *Buccinum*, *Peronidia*, *Periploma*, *Nuculana* и др.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00015 и Программы № 25 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
2. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Биосфера – экосистема - биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера). М.: ГЕОС, 2005. 480 с.
3. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

Specific conditions of “paratropical” climate were characteristic of the late Paleocene to early Eocene in the North Pacific region. Similar relatively warm-water benthic assemblages were typical of Shelf basins of Kamchatka and North America. These assemblages included up to 60% of common species.

**Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Нестерова Е.Н.**

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Andrey\_Grigiryev@vsegei.ru)

**Опыт использования брома, как индикатора изменения палеосолености донных отложений Балтийского моря**

**Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V., Nesterova E.N.**

(Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Petersburg)

**Approach of Br content measurement as an indicator of paleosalinity changing in the bottom sediments of the Baltic Sea**

В процессе своего развития акватория современного Балтийского моря прошла несколько исторических стадий, попеременно представляла собой то связанную с океаном открытую морскую систему, то замкнутую пресноводную озерную систему. Изучение изменения палеосолености донных отложений в зависимости от времени, т.е. по глубине исследуемых отложений позволяет характеризовать палеогеографическую ситуацию на конкретном этапе развития акватории в пределах её конкретного участка.

Достаточно широкое использование отделом морской геологии и геоэкологии ВСЕГЕИ элемента группы галогенов – брома как индикатора степени палеосолености донных отложений позволило обобщить опыт его применения для характеристики изменения палеогеографической обстановки в пределах юго-восточной и восточной частей Балтийского моря. Соленость морских и поровых вод в основном определяется концентрацией в них соединений хлора, составляющих приблизительно 88.7% от общего состава содержащихся в них солей. Во многих работах, приводится эмпирическая формула, позволяющая пересчитать содержание хлора на общую соленость, для Балтийского моря  $S^{0/00} = 0.115 + 1.80655 Cl^{0/00}$ . Известно, что соотношение  $Cl/Br$  в пробах верхних горизонтов донных осадков на сухую массу составляет постоянную для Балтийского моря величину - 230 [1]. Таким образом, расчетным путем может быть определено содержание в отложениях  $Cl$  и соответственно палеосолености вод, в которых эти отложения накапливались. Используя приведенные выше формулы, следует сделать допущение, о том, что применяемые коэффициенты не менялись на протяжении изучаемого геологического времени. Выбор  $Br$  как индикатора общей солености обуславливался следующими причинами: Достаточно жесткой, как отмечено выше, связью  $Cl/Br$ . Простотой и относительно дешевой его анализа в донных отложениях рентгено-спектральным методом, что позволяет проводить массовые определения с большой детальностью. По отношению к  $J$  преимуществом  $Br$  является меньшая зависимость концентраций последнего в осадке от концентрации в нем органического углерода, что

особенно актуально для богатых  $\text{Sr}$  осадков Балтийского моря.

В качестве примеров применения Брома для характеристики изменения палеогеографической обстановки приводятся результаты получены при изучении грунтовых колонок отобранных в Гданьской котловине и восточной части Финского залива.

Колонка POS303700 длиной 1238 см, отобрана в Гданьской котловине в рейсе НИС “Посейдон” в рамках Российско-Германского проекта GISEB. Геологическое описание разреза позволило выделить литолого-стратиграфические комплексы, соотносимые со стадиями развития Балтийского моря, которые включают в себя отложения Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера, Литоринового и пост-литориновых морских бассейнов. Используя полученные данные о распределении концентрации брома по разрезу колонки и соответственно палеосолёности, а также с учетом палинологических и геологических данных и определения абсолютного возраста, условия существования бассейна можно разделить на существенно озерные и существенно морские. Границей, между ними, вероятно, следует считать отметку 549 см, соответствующую возрасту 7700 лет н., где отмечается скачкообразный рост солёности от  $2\text{‰}$  до  $9\text{‰}$

В отложениях Балтийского ледникового озера (БЛО) и выше по разрезу, включая начальную стадию Анцилового озера, вплоть до завершения верхнего пребореала ( $\text{Pb}_2$ ) распределение концентрации брома имеет однородный характер, расчетная солёность остаётся незначительной около  $2\text{‰}$ . На границе между  $\text{Pb}_1$  и  $\text{Pb}_2$  солёность повышается до  $4\text{‰}$ , что очевидно обусловлено мощным затоком атлантических вод. Неизменность концентрации брома в отложениях Иольдиевого моря по отношению к отложениям БЛО и начальной стадии Анцилового озера даёт возможность предполагать, что в Гданьской котловине Иольдиевая фаза развития Балтики практически не проявилась. Учитывая данные об изменении солёности, начало фазы Мастогля для Гданьского бассейна, вероятно, следует отнести к началу скачкообразного роста солёности осадков -7700 лет н. Завершение фазы Мастогля очевидно приходится на возраст около 7340 лет н., выше которого градиент изменения солёности принимает знакопеременный характер и в целом солёность осадков стабилизируется. Отложения собственно Литоринового моря характеризуются четырьмя четкими пиками максимумов солёности, вероятно обусловленными усиливающимся водообменом с океаном во время трансгрессивных фаз. Из четырех максимумов солёности три приходятся на Атлантический период (At). Два из них датируются возрастом 6700 лет н. и 6475 лет н. и соответствуют  $\text{At}_1$ , а самый значительный максимум, датирующийся возрастом 5080 лет н., был достигнут во время климатического оптимума послеледниковья в  $\text{At}_2$ . Последний четвертый максимум солёности относится к нижнему суббореалу ( $\text{Sb}_1$ ) (4640 лет н.). Завершающий этап



развития Литоринового моря отмечается заметным падением его солёности, что характеризуется значительным по амплитуде падением концентрации Br в конце раннего суббореала ( $Sb_1$ ). Возрастная граница между Литориновым и постлиториновым морем, согласно нашим данным, может быть проведена на границе между  $Sb_1$  и  $Sb_2$ , что соответствует абсолютному возрасту около 4200 лет н. Начиная с этой отметки и выше по разрезу до отметки 88 см содержание брома в осадке и, следовательно, палеосолёность относительно стабилизируются.

Анализ распределения гранулометрического состава отложений верхней части разреза позволил выделить по колонке четыре интервала, осадки которых предположительно накапливались в условиях относительно высокой придонной гидродинамической активности. Сопоставление распределения концентраций брома в разрезе и гранулометрического состава отложений, показало, что периоды повышенной гидродинамической активности совпадают с интервалами, характеризующимися высоким градиентом изменения солёности осадков.

Достаточно интересные данные получены по грунтовой колонке, отобранной в восточной части Финского залива. Колонка F-40 длиной 505 см отобрана в рейсе НИС “Оранда” в рамках проекта “Изменения среды Балтийского моря под воздействием затоков солёных океанических вод в голоцене, реакция экосистемы и сценарии развития” - Грант РФФИ 08-05-92420-БОНУС\_а. Геологическое описание разреза позволило выделить литолого-стратиграфические комплексы, соотносимые со стадиями развития Балтийского моря, которые включают в себя отложения Анцилового озера, Литоринового и пост-литориновых морских бассейнов. При временных расчетах использовались предварительные данные изотопного определения возраста по  $C^{14}$  полученные финскими исследователями. Как и для колонки, отобранной в Гданьской котловине, рассматривая распределение палеосолёности по разрезу, условия существования бассейна можно разделить на существенно озерные и существенно морские.

В отложениях завершающей стадии Анцилового озера, распределение концентрации брома имеет однородный характер, расчетная солёность остаётся незначительной около  $0,5^{0/00}$ . Начало фазы Мастогля для Финского залива, можно отнести к отметке 500-502 см, соответствующей возрасту приблизительно 7115 л.н., где отмечается скачкообразный рост солёности от  $0,5^{0/00}$  до  $9,4^{0/00}$ . Завершение фазы Мастогля очевидно приходится на возраст около 6930 лет н. (отметка 478-480 см.), выше которой градиент изменения солёности принимает знакопеременный характер и в целом солёность осадков стабилизируется. К этому времени завершается образование собственно Литоринового моря. Сопоставляя данные по колонкам POS303700 и F-40 можно констатировать, что начало Литориновой трансгрессии в пределах современного Финского залива

произошло на 645 лет позже, чем в Гданьской впадине. По продолжительности фазы Мастогля в Финском заливе (185 лет), также значительно уступает фазы Мастогля в Гданьском бассейне (360 лет).

По расчетной палеосолёности Литориновую стадию развития восточной части Балтийского моря можно подразделить на два периода, разделённые значительной по интенсивности регрессивной фазой, минимум которой приходится на отметку 388-390 см. Первый период, характеризующийся несколько более низкой солёностью (в среднем около  $10^{0/00}$ ), соответствует раннему этапу развития Литоринового моря. Второй с относительно повышенной солёностью (в среднем около  $12^{0/00}$ ) соответствует более поздним этапам его развития.

Отложения собственно Литоринового и пост-литоринового моря характеризуются восемью достаточно четкими пиками максимумов солености (относительная амплитуда до  $4^{0/00}$ ), вероятно обусловленными усиливающимся водообменном с океаном во время трансгрессивных фаз. Шесть максимумов приходятся на Атлантический период (At). Первый из них датируется возрастом 6610 л.н., что соответствует At<sub>1</sub>. Протяженность обуславливающей этот максимум трансгрессивной фазы составляет около 220 лет. С учетом ошибок определения выделенный максимум практически совпадает по возрасту с первым максимумом солености в Гданьской впадине - 6700 лет н. (на 90 лет раньше). Четыре последующих максимума, относящиеся к Атлантическому периоду, расположены на отметках 398-400 см., 363-365 см., 333-335 см., 298-300 см. Самый значительный из максимумов с соленостью до  $14^{0/00}$  (отметка 253-255 см.) приблизительно соответствует возрасту 5110 л.н., достигнут во время климатического оптимума послеледниковья и приходятся на At<sub>2</sub>. Протяженность обуславливающей этот максимум трансгрессивной фазы составляет около 290 лет. Интересно отметить, что в колонке POS303700 аналогичный максимум солёности достигнут во время климатического оптимума послеледниковья, расположен на отметке 259-268 см. и датируется возрастом 5080 лет н. То есть совпадает и по положению в разрезе и по возрасту. Предпоследний максимум, расположенный на отметке 209-210 см. относится к нижнему суббореалу (Sb<sub>1</sub>) прерывается резким падением палеосолёности осадков с  $14^{0/00}$  до  $4^{0/00}$ , (отметка 203-205 см.). Временной интервал скачкообразного изменения солености, составляет по разным методам расчета от 60 до 80 лет. Столь значительное опреснение бассейна за относительно небольшое время вероятнее всего обусловлено прорывом р. Невы. Характерно, что на этом же, по сути, интервале (205-210 см.) значительно меняется гранулометрический состав отложений в сторону укрупнения, что говорит о высокой гидродинамической активности в этот период, что также подтверждает предположение о прорыве в этот период Невы в Балтийское море. Начиная с отметки (198-200 см) вновь отмечается рост палеосолёность бассейна до отметки (158-160 см). Далее солёность

осадков стабилизируется. На завершающем этапе суббореала отмечается хорошо выраженные регрессивная и сменяющая её трансгрессивная фазы. Максимум повышенной солёности (11<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), обусловленной последней расположен на отметке (88-90 см.) Выше по разрезу солёность осадков несколько падает и вновь стабилизируется.

Обсуждая вопрос о достаточно большом количестве выделенных трансгрессивных фаз, следует отметить следующее. В районе С-Петербурга по береговым террасам выделяют две фазы литориновых трансгрессий. На территории Финляндии обнаружены следы пяти трансгрессий. Детальные исследования Берглунда позволили выявить до шести трансгрессивных фаз развития Литоринового моря на юго-востоке Швеции. В работе П.М. Долуханова [2] приводятся данные о семи трансгрессивных фазах в Литориновое и пост-литориновое время синхронно проявлявшихся в разных частях бассейна. Таким образом, выявленные восемь максимумов солености, которые авторы связывают с усиливающимся водообменном с океаном во время трансгрессивных фаз, вполне сопоставимы с имеющимися литературными данными о трансгрессивных процессах в Палеобалтике.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шишкина О.В. Геохимия галогенов в морских и океанических осадках и иловых водах. М.: Наука, 1969. 118с.
2. Долуханов П.М. Последледниковая история Балтийского бассейна и ритмостратиграфия голоцена // Baltica. 1974. V. 5. P. 147-151.

Approach of using Br content as an indicator of paleosalinity changing was undertaken during VSEGEI investigations of the long bottom sediments cores from different regions of the Baltic Sea (Gdansk Basin, eastern Gulf of Finland).

Near-bottom and pore sea water salinity caused mainly by Cl content, there is an empiric equation for the Baltic Sea ( $S^{0}_{/00} = 0.115 + 1.80655Cl^{0}_{/00}$ ) which allow to recalculate near bottom salinity from Cl concentration in the bottom sediments. The Cl/Br coefficient for the Baltic Sea is a constant (230). Using this methods the paleosalinity for two long cores were calculated. In the Gdansk Basin paleosalinity curve shows beginning of the Mastogloia phase (about 7700 cal.y.a) and four different phases of Litorina transgression. In the eastern Gulf of Finland (outer Neva estuary) the main events, which were fixed by paleosalinity changing are beginning of Litorina transgression and onset.

**Дмитренко О.Б.**

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, senidol@yandex.ru)

**Изменение ассоциаций верхнечетвертичных  
наннофоссилий в донных осадках полигона «Титаник»  
(Северо-Западная Атлантика)**

**Dmitrenko O.B.**

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

**Change of the Upper Quaternary Nannofossil Associations in  
the “Titanic” site bottom sediments (SW Atlantic)**

Изучен видовой и количественный состав наннофоссилий более 160 образцов 5 колонок, поднятых в районе полигона «Титаник» в 41 и 43-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в западной части Северной Атлантики (41°-42°с.ш. и 47°-49° з.д.) на глубинах 3636-3817 м у подножья Большой Ньюфаундлендской банки. Используются результаты исследования донных осадков по разрезам, полученным в нескольких рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» [1, 2]. Чрезвычайно сложная гидрологическая обстановка определяется тем, что район находится в области Субарктической фронтальной зоны, разделяющей холодный северный циклонический и теплый южный субтропический антициклонический круговороты. Здесь сталкиваются основные водные артерии Северной Атлантики: течение Гольфстрим (севернее Северо-Атлантическое) до глубин >1000 м; встречное поверхностное Лабрадорское течение с холодными арктическими водами; интенсивные придонные течения – Антарктическое донное (АндВ) и Западное пограничное глубинное (арктические воды Гренландского и Норвежского морей). Столкновение этих вод усиливает процессы эрозии, у дна формируется нефелоидный слой, обогащенный взвешенным материалом, и создаются крайне нестабильные условия осадконакопления [1].

По геологическому строению исследованные колонки принадлежат 3-й седиментационной провинции, где развиты рыхлые карбонатные осадки. Значительным компонентом осадков является терригенный материал, иногда содержащий элементы ледового разноса. Возраст осадков по радиоуглеродным датировкам составляет 10.6-27 тыс. лет. По планктонным фораминиферам приток арктической воды фиксировался только в течение оптимума межледникова, во время оледенений эта вода блокировалась льдом [3]. В осадках Большой Ньюфаундлендской банки выделено до 6 морских изотопно-кислородных стадий (МИС) по смене тепло- и холодноводных наннофоссилий, западнее – до МИС 8. Холодные воды во время стадиялов являются шельфовыми, испытывающими локальное похолодание, но не арктической водой, в это время блокированной льдом [3, 4].

Детальное расчленение исследованных колонок с выделением теплых и холодных климатических интервалов опиралось на климатическую цикличность карбонатности позднечетвертичных осадков, распределение по разрезам песчано-гравийного материала айсбергового разноса и изменение микропалеонтологических показателей – общих количеств, видового разнообразия и структуры ассоциаций наннофоссилий. Использовалась кривая соотношения гранулометрических фракций  $> 0.1$  мм и  $< 0.1$  мм (последняя включает размерность кокколитов).

Кол. 3813 (рис. 1). Четкая изменчивость состава, численности наннофоссилий, содержания карбоната кальция и гранулометрических фракций позволяет выделить в разрезе 3 интервала:

1) 0-160 см – до 14 видов кокколитов, повышенная карбонатность осадков свидетельствуют о максимально высоких поверхностных температурах и благоприятных условиях для существования наннофлоры. В связи с потеплением происходило таяние антарктических льдов и усиление притока антарктических вод, что привело к доминированию *Coccolithus pelagicus*.

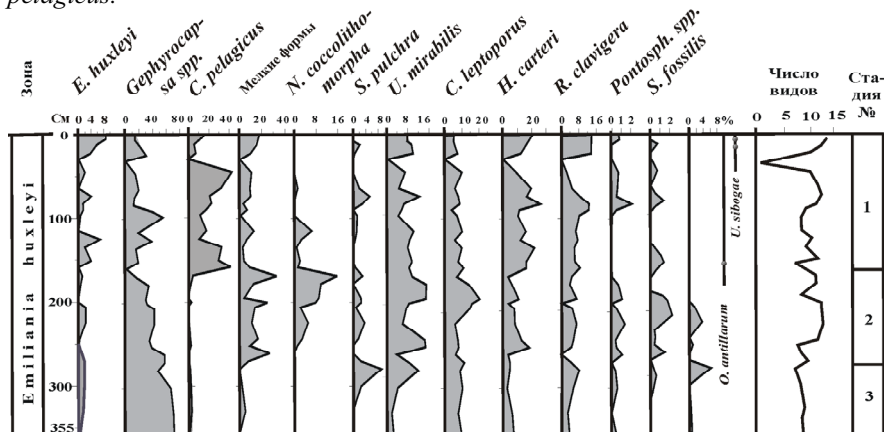


Рис. 1. Распределение кокколитов в кол. 3813

2) 160-275 см – резкие изменения общих количеств кокколитов, карбонатности и гранулометрического состава, доминирование мелких кокколитов показывают похолодание поверхностных условий. Ослабление притока антарктических вод, падение численности кокколитов *C. pelagicus*.

3) 275-355 см. Нижняя часть разреза, содержащая до 10 видов кокколитов, отличается повышенной карбонатностью, большими скоплениями кокколитов, увеличенным содержанием гранулометрической фракции  $< 0.1$  мм, что свойственно более тепловодным условиям (рис. 2).

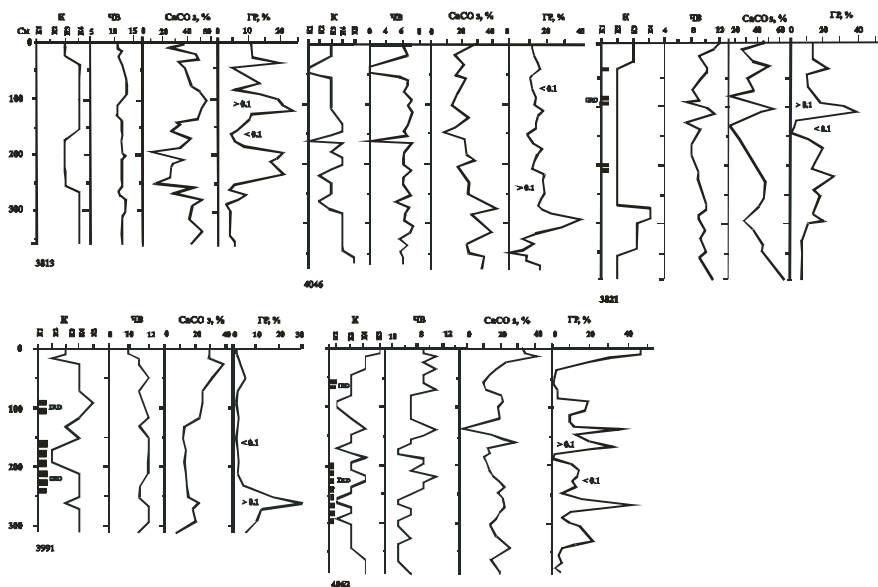


Рис. 2. Сравнение численности наннофоссилий с литологическими свойствами осадков

Условные обозначения: К – изменение общих количеств кокколито: К1 – нет, К2 – редкие, К3 – малые, К4 – средние, К5 – многочисленные; ЧВ – число видов;  $\text{CaCO}_3$  – содержание карбоната кальция по разрезам; ГР – соотношение гранулометрических фракций  $> 0.1 \text{ мм}$   $< 0.1 \text{ мм}$  (исходя из их суммы в 100%); IRD – материал ледового разноса (данные из [1])

Смена более и менее тепловодных условий предполагает принадлежность выделенных интервалов трем морским изотопно-кислородным стадиям. С учетом датировки 24 тыс. лет назад на уровне 275 см (граница 2 / 3 стадий) можно предположительно определить возраст низов разреза чуть более 30 тыс. лет назад по шкале [5].

В колонках 3821, 4046 подобным образом были выделены МИС 1-3, а в колонках 4062 и 3991 – стадии 1-2. Учитывалось присутствие материала ледового разноса и увеличение численности *Coccolithus pelagicus*. Соответственно низы первых двух колонок датированы не более чем 33-36 тыс. лет назад, а двух других – менее 24 тыс. лет назад.

Исследованный наннопланктон позволил определить принадлежность осадков, поднятых в районе полигона «Титаник» Северо-Западной Атлантики, зоне *Emiliania huxleyi* позднего плейстоцена-голоцена (возраст 0-270 тыс. лет назад). На основании изменения структуры комплексов кокколитов и литологических характеристик, включающих содержание биогенного карбоната кальция и гранулометрические свойства осадков,

разрезы расчленены на тепловодные и холодноводные интервалы, предположительно сопоставимые с морскими изотопно-кислородными стадиями МИС 1-3 в пределах возраста 24 тыс. лет или несколько более. Сопоставление их приводится на рис. 3.

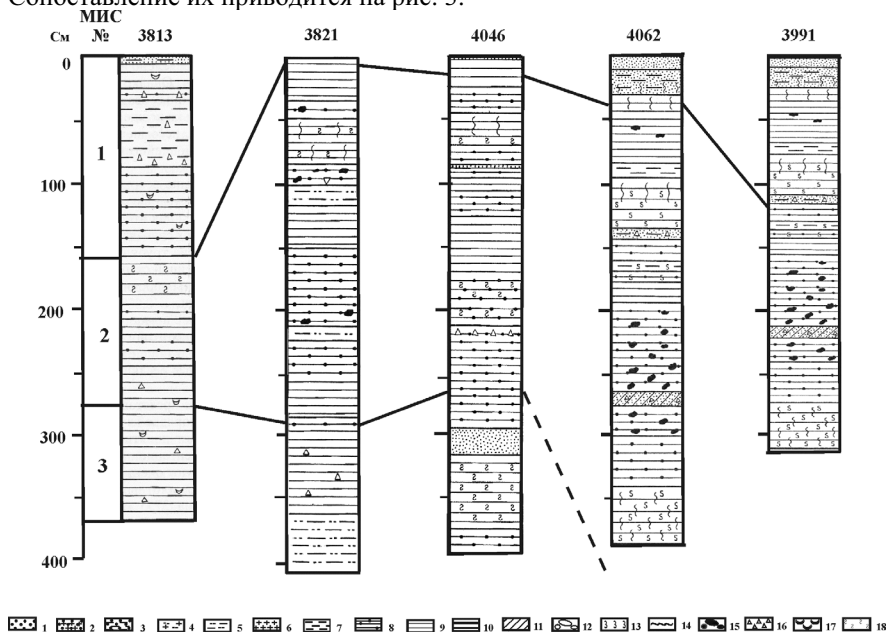


Рис. 3. Литологический состав осадков [1] и предполагаемая их принадлежность морским изотопно-кислородным стадиям  
Условные обозначения: 1 — песок, 2 — алевритово-песчаный осадок, 3 — заиленный песок, 4 — песчано-алевритовый осадок, 5 — песчано-пелитовый осадок, 6 — пелитово-алевритовый ил, 7 — алевритово-пелитовый ил, 8 — пелитовый ил с примесью песка и алеврита (> 25%), 9 — пелитовый ил, 10 — глина, 11 — комковатые осадки, 12 — глиняные «катуны», 13 — биотурбированные осадки, 14 — эрозионная граница, 15 — материал ледового и айсбергового разноса, 16 — глиняные интракласты, 17 — раковинный детрит, 18 — гидротроилит.

Особенностью данного района Северной Атлантики является увеличение численности кокколитов холодноводного вида *Coccolithus pelagicus* в теплые климатические стадии (до 40% от общего комплекса кокколитов), что объясняется гидрологическими особенностями района. В более теплые климатические периоды не скованная льдом арктическая вода беспрепятственно проникала в район исследования и обогащала ассоциации наннопланктона кокколитами этого вида, преимущественно развитого в

западной части Норвежско-Гренландского бассейна. На востоке исследованного района осадки содержат материал ледового разноса.

При формировании ассоциаций наннопланктона структура гранулометрических фракций не имеет существенного значения. Напротив, содержание карбоната кальция, снижение которого фиксирует переход от более тепловодных к более холодноводным условиям поверхностной среды, влечет за собой изменение структуры комплексов наннопланктона, при котором начинают преобладать мелкие виды, и снижается численность крупных кокколитов.

Следует особо подчеркнуть, что аллохтонный материал, который приносится вдольбереговыми течениями и преобладает в осадках разрезов, является терригенным, а увеличение карбонатности в более грубых фракциях не вызвано участием наннофоссилий, что доказывается полным отсутствием переотложенного кокколитового материала в верхнечетвертичных осадках.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические исследования // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима. М.: Наука. С. 148-278.
2. Лукашин В.Н. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
3. Alam M., Piper D.J.W., Cooke H.B.S. Boreas. 1983. V. 12. P. 253-261.
4. Piper D.J.W. Canad. J. Earth Sci. 1975. V. 12. P. 503-508.
5. Борисов Б.А. М.: ГЕОС. 2007. С. 16-19.

Nannofossils obtained of 5 gravity cores of the bottom sediments were studied. The sediments were sampled during 41 and 43 cruises of r/v "Akademik Mstislav Keldysh" (1998, 2000), in the Northwest Atlantic, ~41-42° N, ~47-50° W. The sediments belong to *Emiliana huxleyi* zone (Last Pleistocene-Holocene). Stratigraphic subdivision of cores on MIS 1-3 was carried out using following micropaleontological and lithological parameters: association structure composition and warm-cold periodicity in microfossil assemblages; climate periodicity of carbonate accumulation, presence of the ice-rafting debris), and sediments granulometry. Specific features of this area are: *Coccolithus pelagicus* separation occurred during the warm time; complete absence of allochton coccoliths material.



## **Емельянов Е.М.<sup>1</sup>, Андрен Т.<sup>2</sup>, Бьёрк С.<sup>3</sup>, Юргенсен Б.Б.<sup>4</sup>, Харфф Я.<sup>5</sup> и другие представители всех Прибалтийских стран**

(<sup>1</sup>Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, Россия, [abio@atlas.baltnet.ru](mailto:abio@atlas.baltnet.ru); <sup>2</sup>School of life sciences, Södertörn University, Sweden, e-mail: [thomas.andren@sh.se](mailto:thomas.andren@sh.se); <sup>3</sup>Lund University, Sweden; <sup>4</sup>University of Aarhus, Denmark; <sup>5</sup>Baltic Sea Science Institute Warnemuende, Germany, [jan.harff@io-warnemuende.de](mailto:jan.harff@io-warnemuende.de))

### **Когда, где и как будем бурить дно Балтийского моря (проект IODP)**

**Emelyanov E.M.<sup>1</sup>, Andren T.<sup>2</sup>, Bjork S.<sup>3</sup>, Jorgensen B.B.<sup>4</sup>, Harff J.<sup>5</sup> et al.**

(<sup>1</sup>Atlantic Branch of Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad, Russia; <sup>2</sup>School of life sciences, Södertörn University, Sweden; <sup>3</sup>Lund University, Sweden; <sup>4</sup>University of Aarhus, Denmark; <sup>5</sup>Baltic Sea Science Institute Warnemuende, Germany)

### **When, where and how we will drill the Baltic Sea bottom**

Международный проект глубоководного бурения (International Ocean Drilling Project – IODP) Балтийского моря разработан под руководством доктора Томаса Андрена (Thomas Andren) при участии представителей всех Прибалтийских стран. От России в комитете по подготовке проекта бурения приняли участие сотрудники АО ИОРАН профессор Емельянов Е.М. и кнн Сивков В.В.

Международный Комитет глубоководного бурения наш проект принял. Расположение запланированных 12 скважин показано на рис. 1, а их точное положение (координаты) в таблице.

Бурение дна Балтийского моря должно осветить фундаментальные научные вопросы. Конкретные вопросы следующие:

- 1) Эволюция Балтийско-Ботнической системы рифтов мезопротерозоя;
- 2) Изменение уровня моря в связи с динамикой в меловом периоде;
- 3) Рост и деградация последнего оледенения Фенноскандии.

The International Ocean Drilling Project (IODP) was prepared by international group under the leadership of Dr. Thomas Andren (Sweden). The representatives of all the Baltic countries took place in preparation. Professor Dr. E. Emelyanov and Dr. V. Sivkov took part in the working group from Russia. The project was accepted by the International Drilling Commission. The main goals of the drilling are:

- 1) Evolution of the Mesoproterozoic Baltic-Bothnian intracratonic rift system and inherited basins (Table, Figure).
- 2) Eustatic sea level change vs. crustal dynamics during the Cretaceous.

3) Growth and decay of the last Fennoscandian ice sheet.

| Станция             | Название бассейна            | Координаты                     |
|---------------------|------------------------------|--------------------------------|
| Протерозой          |                              |                                |
| 1                   | Ботническое море             | 62°15' N, 18°40'E              |
| 1a                  | Ботническое море             | 62°30'N, 20°00'E               |
| 2                   | Готландская впадина          | 57°16'N, 20°16'E               |
| 3                   | Ботнический залив            | 65°10'N, 23°30'E               |
| 4                   | Бассейн Стромбус             | 58°26'N, 18°28'E               |
| Меловой период      |                              |                                |
| 5                   | Юго-западнее<br>о. Борнхольм | 54°56.5'N, 14°48'E<br>(centre) |
| Четвертичный период |                              |                                |
| 6                   | Орезунд                      | 56°20'N, 12°20'E               |
| 7                   | Арконский бассейн            | 55°00'N, 13°40'E               |
| 8                   | Горст Христифсё              | 55°20'N, 15°40'E               |
| 9                   | Гданьский залив              | 54°30'N, 19°00'E               |
| 10                  | Ландсортская впадина         | 58°43'N, 18°24'E               |
| 11                  | Аландское море               | 60°08'N, 19°00'E               |
| 12                  | Эстуарий<br>р. Ангерманёвлен | 62°44'N, 18°18'E               |

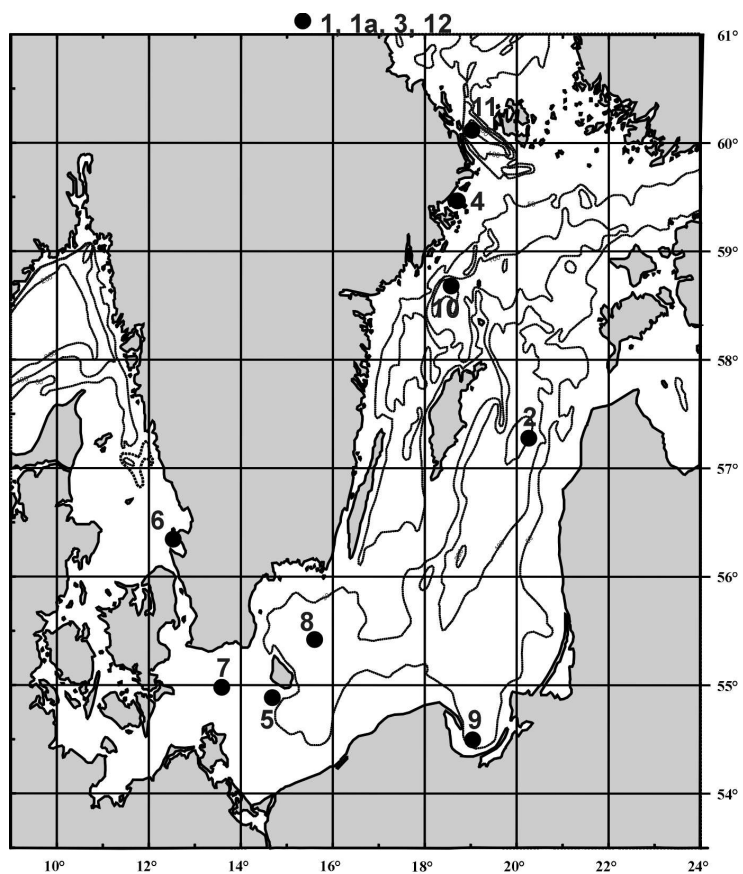


Рис. Местоположение скважин глубоководного бурения (JODP) в Балтийском море

**Емельянов Е.М., Фидаев Д.Т.**

(Атлантическое отделение Учреждения Академии Наук Института океанологии им. П.П. Ширшова, Калининград, [ioran@atlas.baltmet.ru](mailto:ioran@atlas.baltmet.ru))

## **Литостратиграфия и строение нижнеголоценовых осадков Северной Балтики**

**Emelyanov E.M., Fidaev D.T.**

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad)

## **Litostratigraphy and composition of lower Holocene sediments of the Northern Baltic**

Обработано более 30-ти колонок донных осадков Северной Балтики : определен возраст осадков, произведено литостратиграфическое расчленение [1, 2, 3, 4, 5, 6]. В данном докладе авторы рассматривают состав нижнеголоценовых глин (Иольдиевого моря и Анцилового озера), их распространение и гранулометрический состав.

Глины залегают в основном во впадинах на глубинах 80-200 м и лишь на склонах, а иногда и во впадинах глины эродированы придонными течениями и они покрыты тонким слоем (0,1-1,0 см) остаточных песков с гравием или галькой.

Низы разрезов колонок представлены тонкодисперсными гомогенными глинами серого, реже коричневато-бурого цветов с пятнистой текстурой. Во впадинах содержание пелитовой фракции составляют более 90 % объема осадков, а по окраинам впадин 75-85 %. Такое распределение гранулометрических фракций, свидетельствует о гидродинамически спокойной среде бассейна осадконакопления.

Верхние части разрезов представлены – гомогенными глинами серого и голубовато-серого цветов, с двумя – тремя горизонтами (до 10-20 см) темно-коричневых и черных глин с гидротроилитом. В гранулометрическом составе глин верхней части разрезов содержание пелитовой фракции заметно меньше, особенно субколлоидных фракций (<0,001мм), содержание которой не превышает 70 %. Кроме того, в Иольдиевых морских осадках содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает 10-16 % (ст. III-1062), а озерные Анциловые осадки практически бескарбонатные (< 5%  $\text{CaCO}_3$ ).

В глинах Иольдиевого моря обнаружены морские (20%) и солоноватоводные виды диатомовых водорослей (*Ithalassiosira baltica*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Rhizosolenia hebetate f. Semispina*) [5]. На спорово-пыльцевых диаграммах отчетливо выявляется высокое общее содержание хорошо сохранившейся пыльцы древесных растений [6], которые дают возможность их расчленить на уровне климатических периодов. Возрастной интервал гомогенных глин Иольдиевого моря соответствует пребореальному (10-9,2 тыс. л. н.) климатическому периоду нижнего голоцена.

В озерных анциловых отложениях резко преобладают пресноводные виды диатомей *Aula cosira islandica subst. helvetica* (до 87%) [5]. Возрастной интервал анциловых глин вместе с морскими фазами Эхенейс и Мастогля соответствует бореальному (9,2-7,8 тыс. л.н.) климатическому периоду нижнего голоцена.

Наибольшие мощности гомогенных глин, превышающие более 3 м, образуют отдельные локальные ареалы в Северобалтийской и Фарё впадинах (рисунок).

Позднечетвертичные отложения Северной Балтики хорошо стратифицированы и отражают палеогеографические события, происходившие в послеледниковое время. Последние запечатлены в вещественном и механическом составах осадков, их физических свойствах, а также в составе пыльцы и диатомовых водорослей.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А.И. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Балтийского моря. // Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря. Ред. Гуделис В.К., Вильнюс, 1985. С. 12-104
2. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
3. Тримонис Э.С., Емельянов Е.М., Вайкутене Г. Палеогеографические особенности осадконакопления в Северной части Балтийского моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 5. С. 76–77.
4. Гуделис В.К. История развития Балтийского моря. // Геология Балтийского моря. / Ред. Гуделис В.К., Емельянов Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 95-116.
5. Кабалейне М.В., Кондратене О.П., Блажчишин А.И. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Центральной части Балтийского моря. / В сб. «Вопросы берегов и палеогеографии Балтийского моря» Под ред. В.К. Гудялиса. Т.1, Ч. II. Вильнюс, 1990. С. 118-144
6. Юспина Л.Ф. Отражение событий раннего голоцена в споро-пыльцевых спектрах донных осадков Балтийского моря // Вестник РГУ. № 1. 2007. С. 21-31.

Yoldia and Ancyclus clay from the Northern Baltic was investigated (more than 30 cores). Lithological profiles and a map of distribution clay were made. The thickness of clay varies between 0 and 400 cm. There are many evidences of rewashing clay by near – bottom currents.

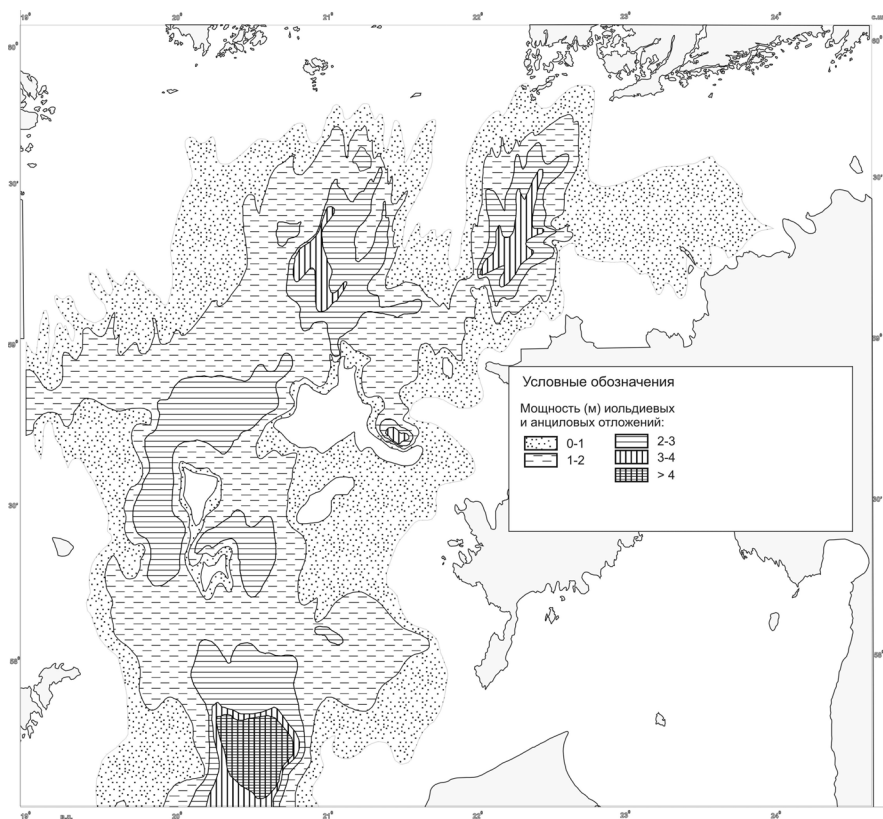


Рис. Распределение мощностей нижнеголоценовых осадков во впадинах Северной Балтики

**Ерошенко Д.В., Харин Г.С.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова, РАН  
Калининград, [kharin@atlas.baltnet.ru](mailto:kharin@atlas.baltnet.ru))

**Эксплозивные циклы вулканизма Исландского плюма в четвертичное время (по данным прослоев пирокластики в осадках Северной Атлантики, Норвежском и Гренландском морях)**

**Eroshenko D.V., Kharin G.S.**

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Kaliningrad)

**Explosive volcanism of Iceland plume cycles during the Quaternary period (according to the layers of pyroclastics in the sediments of the North Atlantic, Norwegian and Greenland Seas)**

Вопросы тефростратиграфии Норвежско-Гренландского региона широко представлены в научной литературе. Имеются описания тысячи прослоев пирокластики, вскрытых у подножий вулканических образований, а также в кернах геологических скважин. Результаты этих исследований обобщены в современных работах С. Lacasse, T.L.Rasmussen, G.Larsen, J.S. Eiriksson, S.Wastegårdb, A. Kuijpersc, O. Bourgeois, Jón Eiríkssona, Áslaug Geirsdóttira, M.A.Mary Geea, J. MacLennan, J. Brendryen, H. Guillou, K. St. John, T. Nielsen, и др. [1, 2, 3]. В Северной Атлантике были выделены стратиграфические вулканические зоны пеплов (NAAZ I–III<sup>1</sup>, FMAZ<sup>2</sup> I–III), свидетельствующие об интенсивной эруптивной вулканической деятельности в позднем и среднем плейстоцене [1]. Также подробно выделены основные моменты эруптивного вулканизма в Норвежско-Гренландском бассейне за период 800 тыс. лет. Однако, стратиграфический горизонт нижнего и частично среднего плейстоцена с точки зрения тефрохронологии до сих пор представляет собой своего рода «белое пятно». Закрыть это пятно может подробный анализ данных по прослоям вулканического пепла, вскрытых в кернах скважин глубоководного бурения DSDP и ODP. Авторы уже имеют опыт обобщения данного материала, ими были выделены эпохи кайнозойского эксплозивного вулканизма в Северной и Центральной Атлантике (охватывался промежуток времени в 150 млн. лет) [4, 5]. Была дана стратиграфическая оценка распределения объемов изверженного вулканокластического материала, прослежена эволюция его химического состава. Выделены эоценовый, миоценовый и четвертичный циклы проявления эруптивного вулканизма, при этом четвертичный

---

<sup>1</sup> NAAZ – North Atlantic Ash Zones [1]

<sup>2</sup> FMAZ - Faroe Marine Ash Zones [1]

вулканический цикл характеризуется максимальными объемами выброшенной вулканокластики за последние 20 млн. лет (около 4000 км<sup>3</sup>).

Анализ опубликованных данных по пепловым прослоям в кернах скважин глубоководного бурения DSDP и ODP, проведенный авторами, показал, что эруптивный вулканизм проявлял свою активность в течение плейстоцена неравномерно. Большое количество прослоев пепла возраста нижнего плейстоцена сосредоточено на материковом склоне Гренландии (скв. 918 – 919), склоном хребта Рейкьянес и Фареро-Исландского порога (скв. 982 – 984), а также – на плато Воринг и Исландском плато (скв. 375 – 374, 907, 642 – 644), ограниченном хр. Колбенсей, Аэгир и системой Ян-Майенской зоны разломов. Расчет предположительного возраста прослоев по палеомагнитным биостратиграфическим данным выявил основные этапы пеплонакопления для Норвежско-Гренландского бассейна: 1800-1600; 1500-1300; 1100-700; 500-400; 260-0 тыс. лет. Анализируя временную динамику пеплонакопления нам удалось показать, что начиная с 300 тыс. лет назад наблюдается четкое увеличение объема пирокластики (от десятков до сотен км<sup>3</sup>) (Рис. 2). Анализ опубликованных петрохимических и геохимических данных пеплов [6, 7, 8], вскрытых в осадках хр. Рейкьянес, склона Гренландии и Исландского плато, показывает, что для плейстоцена характерен бимодальный базальт-риолитовый состав пеплов, источником которого являются в основном исландские вулканы о. Исландия и о. Ян-Майен [4]. При этом в пробах базальтовых пеплов, возрастом от 1800 – 1500; 260 - 40 тыс. лет, отмечено обогащение легкими и тяжелыми микроэлементами, в частности Rb, Ba, Sr, U, что указывает на происходящие процессы фракционирования и контаминации осадочными породами (рис. 1). Ярko выраженный минимум Sr на спайдерграмме могут указывать на начавшиеся в камерах плавления процессы фракционирования оливина. На это же указывает слабая, но все же отрицательная корреляция в базальтовых пробах содержания MgO с Zr, Nb, Y. Отмечены прослои базальтового пепла возрастом 1470 и 440 тыс. лет, которые характеризуются минимальным содержанием микроэлементов в пробах.

Сравнение частоты плейстоценовых вулканических извержений Исландии с циклическими процессами, связанными с климатическими изменениями, неоднократно проводилось многими отечественными и зарубежными учеными. Часть результатов приведена в работах K.Hall, C.Lacasse, J. MacLennan, H. Guillou [2, 9, 10, 11]. Для этих работ использовались данные по содержанию изотопа <sup>18</sup>O в донных осадках. Но недостаточное количество данных на большой выбранный временной интервал (от 0 до 800 тыс. лет), а также неточности определения возраста пепловых маркеров привели к тому, что увидеть четкую связь между вулканизмом и сменой ледниковых и межледниковых периодов. В нашем случае четкую корреляцию между этими процессами также не удалось зафиксировать. Однако наблюдается корреляция между частотой



вулканических извержений и циклами более крупного масштаба (рис. 2): около 1 млн. лет назад в осадках региона наблюдается резкое увеличение частоты встречаемости пепловых прослоев, что соответствует смене 41 тысячных прецессионных климатических циклов на 100 тысячные [12]. Одновременно наблюдается изменение в увеличении амплитуды содержания изотопа кислорода, зафиксированное в морских осадках скв. 982 [13]. Все это указывает на то, что цикличность вулканизма НГБ в плейстоцене, вероятно, если и отражает связь с климатическими флуктуациями, то связь эта соответствует циклическим процессам 2–3 порядка.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wastegård S., Tine L. Rasmussenb, Kuijpers A., Nielsend T., Tjeerd C.E. van Weeringe. Composition and origin of ash zones from Marine Isotope Stages 3 and 2 in the North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 2409–2419.
2. Guillou H., Van Vliet-Lanoe B., Guðmundsson A., Nomade S. New unspiked K–Ar ages of Quaternary sub-glacial and sub-aerial volcanic activity in Iceland // *Quaternary Geochronology*. 2010. № 5. P. 10–33.
3. Lacasse C., Sigurdsson H., Careya S., Paterne M., Guichard F. North Atlantic deep-sea sedimentation of Late Quaternary tephra from the Iceland hotspot // *Marine Geology*. 1996. V. 129. Is. 3–4. P. 207–235
4. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Эволюция эксплозивного вулканизма Исландского плюма в кайнозой // *Вулканология и сейсмология*. 2010. № 5, С. 20–44.
5. Ерошенко Д.В. Распределение и состав вулканокластики в осадочном чехле Центральной Атлантики и Средиземном море. Автореферат кандидатской диссертации. Калининград: РГУ, 2009. 25 с.
6. Clift P.D., Fitton J.Y. Trace and rare earth element chemistry of volcanic ashes from sites 918 and 919: implication for icelandic volcanism // *Proc. ODP. Sci. Results*. 1998. V. 152. P. 67–84.
7. Bitschene, P.R., Schminke, H.-U., Viereck, L. Cenozoic ash layers on the Vøring plateau (ODP Leg 104) // *Proc. ODP. Sci. Results*. 1989. V. 104. P. 357–366.
8. Hall, K. Rapid deglaciation as an initiator of volcanic activity – a hypothesis // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1982. № 7. P. 45–51.
9. Lacasse C., Garbe-Schonberg C.-D. Explosive silicic volcanism in Iceland and the Jan Mayen area during the last 6 m.a.: sources and timing of major eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V. 107. Is. 1–3. P. 113–147.
10. MacLennan J., Jull M., McKenzie D. The link between volcanism and deglaciation in Iceland // *Geochemistry, Geophysics Feosystems*. 2002. V. 3. № 11. P. 1062.
11. Nisancioglu K.H. Modeling the Impact of Atmospheric Moisture Transport

on Global Ice. Massachusetts Institute of Technology. 2004. 154 p.

12. Lawrence K.T., Herbert T. D., Brown C. M., Raymo M. E., Haywood A.M. High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period // *Paleoceanography*. 2009. V. 24. PA2218, doi:10.1029/2008PA001669.

The authors analyzed the distribution of layers of volcanic ash, which opened in the Quaternary strata of the wells deep drilling in the Norwegian-Greenland Sea region. Calculation of the alleged age of paleomagnetic and biostratigraphy datas showed highlights cycles: 1800-1600, 1500-1300, 1100-700, 500-400, 260-0 thousand years. In samples of basaltic ash, between the ages of 1800 – 1500, 260 - 40 thousand years, it was noted by light and heavy enrichment of trace elements, particularly Rb, Ba, Sr, U, which indicates that the ongoing processes of fractionation and contamination of sediment layers in the formation of ash. Comparison of the eruptive cycles of volcanic activity with a number of processes related to climatic fluctuations shows that the sharp increase in the frequency of ash layers, corresponds to a change 41000th precessional climate cycles in the one hundred thousandth [12]. At the same time, a change in the amplitude of the oxygen isotope content, recorded in marine sediments, deep-water drilling wells.

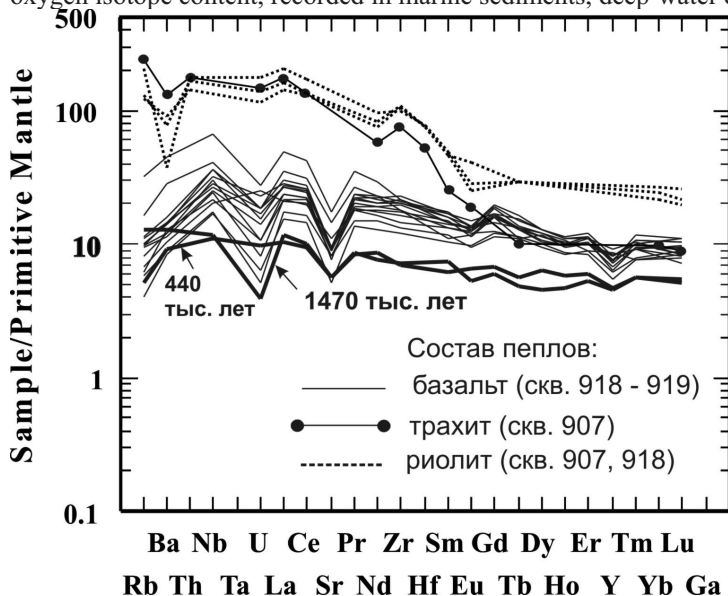


Рис. 1. Спайдерграмма распределения микроэлементов в пробах пирокластики. Обобщены данные [6, 7, 8].

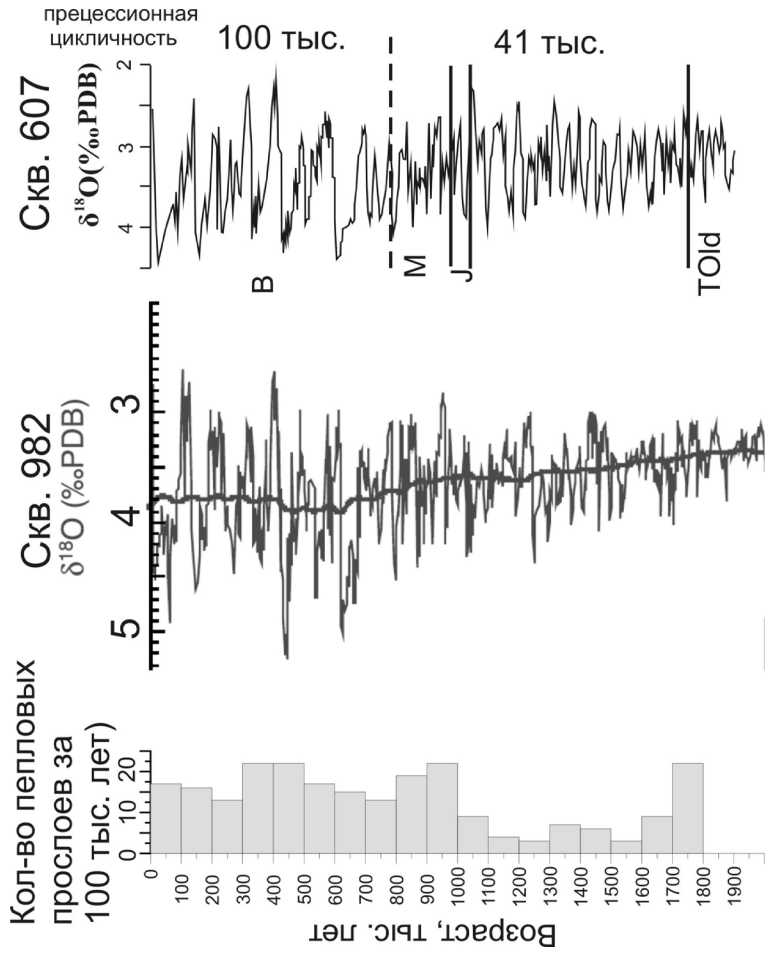


Рис. 2. Количество вулканических пеплов (а) по данным скважин 982 и 607 (данные проектов DSDP и ODP), содержание изотопа кислорода в донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна скважины 982 по [13] и скважины 607 по [12]. Пунктиром выделен переход прецессионной частоты циклов от 41 тысячной к 100 тысячной. Магнитные эпохи: В = Брюнес; М = Матуяма, J = Харамийо, Told – Олдувей [12].

**Захарков С.П.<sup>1</sup>, Малахов М.И.<sup>2</sup>, Горбаренко С.А.<sup>1</sup>, Деркачёв А.Н.<sup>1</sup>, Нюрнберг Д.<sup>3</sup>, Тидеманн Р.<sup>4</sup>, Босин А.А.<sup>1</sup>, Савенко М.П.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, [zakharkov@poi.dvo.ru](mailto:zakharkov@poi.dvo.ru); <sup>2</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан; <sup>3</sup>Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия; <sup>4</sup>Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия)

## **Изменения палеопродуктивности и климата за последние 200 000 лет в северо-западной части Тихого океана**

**Zakharkov S.P.<sup>1</sup>, Malakhov M.I.<sup>2</sup>, Gorbarenko S.A.<sup>1</sup>,  
Derkachev A.N.<sup>1</sup>, Nurnberg D.<sup>3</sup>, Tiedemann R.<sup>4</sup>, Bosin A.A.<sup>1</sup>,  
Savenko M.P.<sup>1</sup>**

(<sup>1</sup>POI, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far East Branch RAS; <sup>2</sup>NEISRI, Northeastern Integrated Scientific-Research Institute Far East Branch RAS; <sup>3</sup>Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany; <sup>4</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

## **Paleoproductivity climate change, for last 200 000 years in NW Pacific**

В работе рассматриваются данные по колонке 40KL полученной в рейсе SO201-2 НИС «Sonne». Колонка осадков длиной более 8 м была отобрана на возвышенности Мейджи в Северо-западной части Тихого океана (Рис. 1).

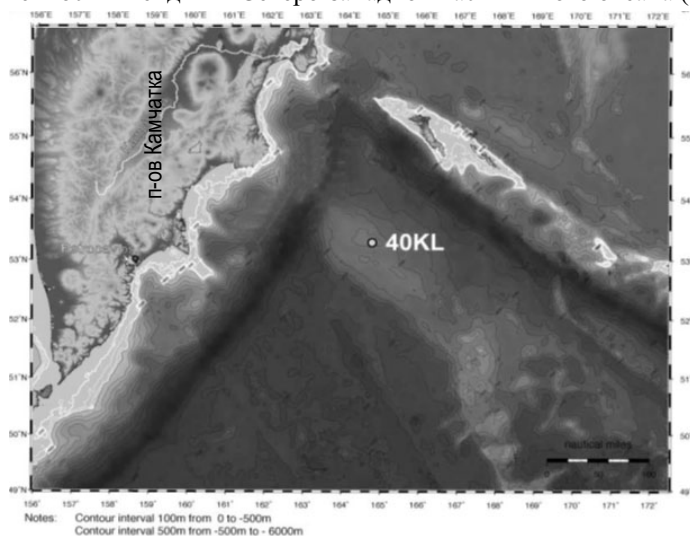


Рис. 1. Схема расположения станции (53°18.6300' N, 164°46.6650' E)

Показателем палеопродуктивности в нашей работе являлся продукт деградации хлорофилла – хлорин, хорошо связанный с остальными палеопродуктивными характеристиками осадков [1,2,5] В связи с тем, что продуктивность данного района ниже чем продуктивность Охотского моря, то содержание хлорина в осадках также ниже. Поэтому для определения палеопродуктивности в колонке 40KL нам пришлось использовать наряду со спектрофотометрическим, спектрофлуориметрический метод, как более чувствительный.

Из колонки для анализа содержания хлорина отбирался 1 г сухого вещества с интервалом 2 см. После перетирания пробы заливали 5 мл 90%-м раствором ацетона и тщательно перемешивали 2 раза. После суточной экстракции при  $T +4^{\circ}\text{C}$  пробы центрифугировали 15 мин при 1000 g. Спектры излучения и возбуждения флуоресценции супернатанта определяли на спектрофлуориметре Shimadzu I-5301PC.

Спектрофотометрический и спектрофлуориметрический анализы экстрактов в колонке 40KL показал, что концентрация хлорина изменяется в пределах от 0,0003 до 0,85 нг/г. (рис. 2).

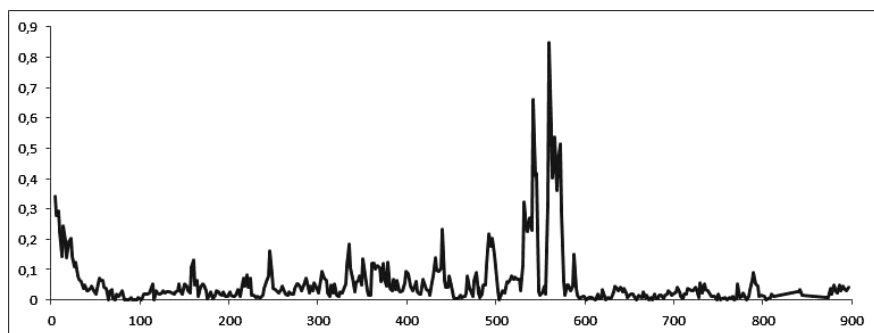


Рис. 2. Изменчивость концентрации хлорина по глубине

При калибровке данных, полученных с помощью флуоресцентного метода, использовался спектрофотометрический метод. Для этой цели параллельно с флуоресценцией на 200 пробах измерялась оптическая плотность образцов на спектрофотометре Shimadzu UV-1650PC с точностью до 0,0002. Это достигалось путем графического анализа полученных данных, в которых на плече общего сигнала на длине волны 666 нм измерялся максимум поглощения хлорина в пробе. Из этих данных можно вычислить абсолютные значения концентрации хлорина [11] по закону Бугера–Ламберта–Бера применительно к поглощению света растворами поглощающих веществ в непоглощающих растворителях.

В 70 образцах хлорин экстрагировали повторно; рассчитано, что при первой экстракции извлекается около  $77 \pm 6\%$  хлорина. Следовательно,

разделив полученные данные на 0,77, мы получим общее содержание хлорина в осадке.

Для построения возрастной шкалы осадков колонки использованы результаты корреляции петромагнитных и литофизических параметров этой колонки с изотопно-кислородной кривой LR04 [7, 3, 4, 8, 9] (рис.3).

В Северо-западной части Тихого океана были выявлены взаимосвязи между палеопродуктивностью и изменением климата по  $\delta^{18}\text{O}$  (MIS) [7] за последние 200 тыс. лет. Как нами было показано ранее для акватории Охотского моря [1] в четные MIS, т.е. в периоды похолодания климата, концентрация хлорина и других палеопродукционных параметров (карбонат кальция, органический углерод и аморфный кремнезем) снижалась, показывая уменьшение продуктивности.

В нечетные MIS, т.е. в более теплые периоды, концентрация хлорина и других палеопродукционных параметров в осадках возрастала. Во время относительно теплых стадий 3 и 5 увеличение продуктивности по данным хлорина выражено слабо;

Аналогичная тенденция наблюдалась и в колонке SO201-2-40-KL, но в четвёртой стадии (MIS 4) средняя палеопродуктивность была выше, чем в более тёплой третьей стадии (MIS 3). Вероятно, это объясняется отличием гидрологии Северо-Западной части Тихого океана от гидрологии Охотского моря и активной вулканической деятельностью влияющей на продуктивность. Максимум палеопродуктивности отмечается в подстадии MIS 5e. Особенно рельефно эта закономерность проявилась во время событий позднего дриаса. При резком похолодании позднего дриаса наблюдались резкое падение концентрации хлорина (хорошо видное благодаря высокому разрешению) и органического углерода и возрастание этих параметров при последующем потеплении начала голоцена.

Таким образом, колебания климата отразились в изменении концентрации хлорина в осадке.

Данные хлоринового анализа отражают изменения палеосреды и климата в северо-западной части Тихого океана и подтверждаются работами, выполненными для районов Охотского моря, изменениями числа частиц ледового разноса, кислородно-изотопным и другими геохимическими методами. Авторам удалось поставить хорошо воспроизводимую, малотрудоемкую методику определения хлорина в осадках дальневосточных морей, определяя его в экстрактах 90%-го ацетона спектрофлуориметрическим и спектрофотометрическим методами.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вестник ДВО РАН. 2007. № 1. С. 52-58.
2. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря //

Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 194-202.

3. Cherepanova M., Gorbarenko S., Malakhov M., Nürnberg D. Diatom stratigraphy and paleogeography of the Western Bering over the past 170 ka // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. Workshop in Russian-German Cooperation, May 16-20, 2011. Trier, Germany. Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 31-32.
4. Derkachev A., Portnyagin M., Ponomareva V., Gorbarenko S., Malakhov M., Nürnberg D., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., Van den Bogaard C. Marker tephra layers in the Holocene-Pleistocene deposits of the Bering sea and the North-Western Pacific Ocean // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. Workshop in Russian-German Cooperation, May 16-20, 2011. Trier, Germany. Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 38-40.
5. Harris P.G., Zhao M., Rosell-Mele A. et al. Chlorin accumulation rate as a proxy for Quaternary marine primary productivity // *Nature*. 1996. V. 383. P. 63-65.
6. Higginson M.J., Maxwell J.R., Altabet M.A. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability // *Marine Geology*. 2003. V. 201. P. 223-250.
7. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
8. Malakhov M., Gorbarenko S., Nürnberg D., Tiedemann R., Malakhova G., Riethdorf J.-R., Bosin A., Cherepanova M. Climate change, sea ice and productivity responses in magnetic parameters of sediments from Western Bering sea and NW Pacific // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. Workshop in Russian-German Cooperation, May 16-20, 2011. Trier, Germany. Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 82.
9. Malakhov M., Gorbarenko S., Nürnberg D., Tiedemann R., Malakhova G., Riethdorf J.-R.. Geomagnetic relative paleointensity of sediment cores of the Western Bering Sea and NW Pacific // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. Workshop in Russian-German Cooperation, May 16-20, 2011. Trier, Germany. Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 83.
10. Zakharkov C.P. Biebow N., Selina M., Gorbarenko S.A. Modern primary production, biomass and phytoplankton species composition the Okhotsk Sea in water; organic carbon transformation into sediment // KOMEX-2000. April 17-20, 2000. Moscow, Russia. P. 62-63.
11. Jeffrey S.W., Humphrey G. F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochem. Physiol. Pflanz*. 1975. Bd. 167. P. 191-194.

The paper presents distribution lithophysical group - Jp, color “b”, K and biogenic components - chlorine content in core 40-KL recovered in the Bering Sea and the subarctic N-W Pacific during cruise SO201-2 of R/V Sonne in fall 2009. We have found out the raised chlorine content in sediments of cold MIS-4 in comparison with warmer stage MIS-3.

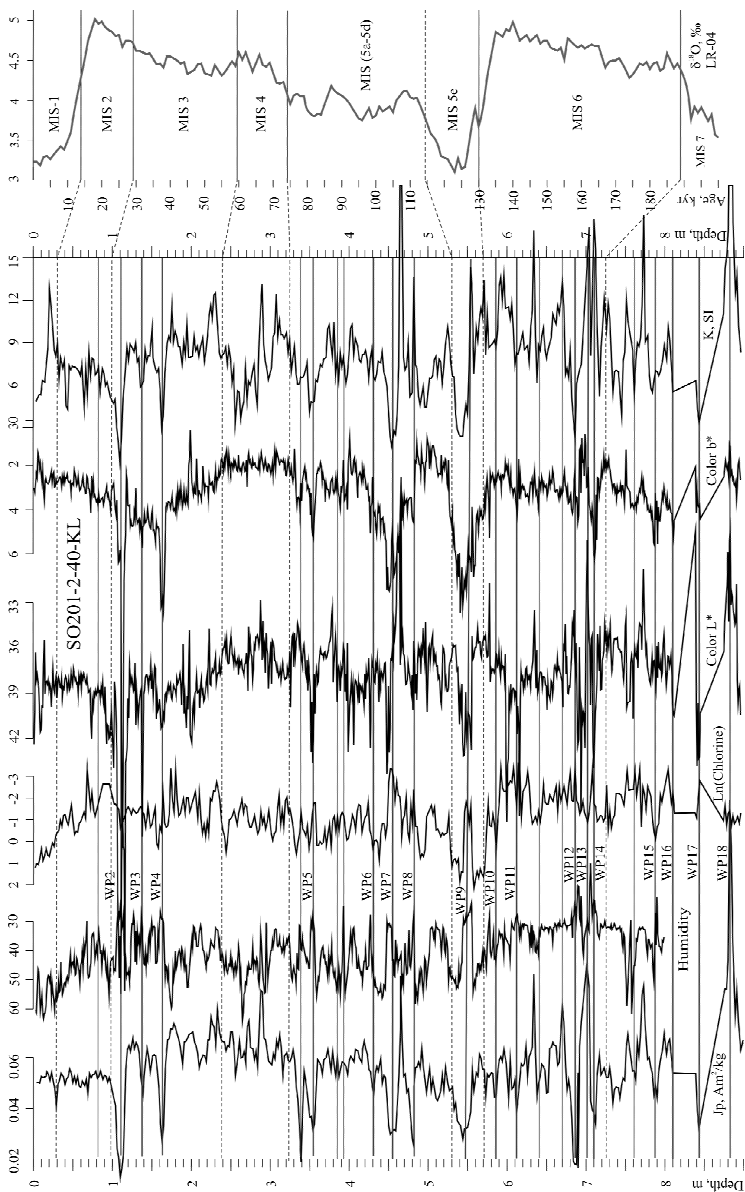


Рис. 3. Корреляция кривых литофизических параметров колонки SO201-2-40-KL с фрагментом стека LR-04 [71]



**Иванова Е.Д.**

(Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, ivanova@tig.dvo.ru)

**Следы японского цунами 2011г. на побережье Южных Курильских островов (результаты микрофаунистических исследований)**

**Ivanova Ye.D.**

(Pacific Geographical Institute Far Eastern Branch RAS, Vladivostok)

**Traces of the Japanese tsunami 2011 on Southern Kuriles's coast (by results of microfauna researches)**

11 марта 2011 г. в Японии произошло мощное землетрясение. Его магнитуда составила 9 баллов, эпицентр находился в 373 километрах северо-восточнее Токио, его очаг залегал на глубине 24 километров.

Уже сейчас сейсмологи оценивают события в Японии как мега-землетрясение планетарного масштаба. Только за сутки после главного удара в этой зоне американской службой (Национальный центр информации о землетрясениях геологической службы США) зарегистрированы 170 афтершоков магнитудой от 5 до 7 баллов.

На Курильских островах землетрясение ощущалось на Шикотане и Кунашире, в Малокурильском – 3 балла и Южно-Курильске – 4 балла (рис.1).



Рис. 1. Распространение цунами после японского землетрясения 2011 г.

Землетрясение вызвало сильное цунами, которое произвело массовые разрушения на северных островах японского архипелага. На основании последних полученных данных ученые утверждают, что высота волн в префектуре Ивате составляла около 40,5 и 37,8 метра, а высота цунами,

разрушившего город Онагава в префектуре Мияги, составляла 34,7 метра.

Цунами распространилось по всему Тихому океану. Во многих прибрежных странах, в том числе по всему тихоокеанскому побережью Северной и Южной Америк, было объявлено предупреждение и проводилась эвакуация. Однако когда цунами дошло до многих из этих мест, оно вызвало лишь незначительные последствия. По данным Российской службы предупреждения о цунами в Малокурильском (о. Шикотан) высота волны составила 3 метра, в Южно-Курильске на Кунашире - 199 см, в Буревестнике (о. Итуруп) - 2 метра, в Курильске (Итуруп) - 53 см, в Невельске на Сахалине - 6 см, в Холмске - 7 см, в Корсакове - 23 см, в Кроноцком заливе на Камчатке высота волны достигла 68 см, в Петропавловске-Камчатском мареограф зафиксировал волну в 18 см, в Никольском на острове Беринга - 24 см.

В настоящей работе представлены предварительные результаты изучения фораминифер в осадках, образованных во время прохождения японского цунами 2011 г. Образцы осадков были отобраны на побережье островов Кунашир и Шикотан (Южные Курилы) в течение 2-3-х недель после события.

На о. Кунашир пробы отбирались в районе побережья у пос. Горячий пляж (23.03.2011 г.) и в районе р. Серебрянки (15.03.2011 г.). Осадки цунами у пос. Горячий пляж представлены в основном разнородным песком с галькой, гравием и кусочками пемзы, с включениями сухой травы. Микрофауна в этих пробах не обнаружена. В районе реки Серебрянка было взято три пробы осадков на границе заплеска волны, составляющего 50 м от берега в районе моста и 35 м вдоль побережья. Осадки представлены черным, сильно заиленным песком с многочисленными остатками водорослей и легким запахом сероводорода. Одна проба взята со льда. Высота волны в районе моста составляла 1.8-2 м. Эти осадки характеризуются самым высоким содержанием микрофауны, представленной не только фораминиферами, но и остракодами. Отмечается хорошая сохранность раковин. Бентосные фораминиферы представлены известковыми формами: *Criboelphidium asterineum*, *Criboelphidium etigoense*, *Buliminella elegantissima*, *Buccella frigida*, *Ammonia beccarii*. Наиболее многочисленны представители рода *Criboelphidium*. Встречены единичные агглютинирующие виды рода *Miliammina*. Присутствие этих видов указывает, что принесенные осадки захвачены из прибрежной зоны, поскольку эти таксоны – типичны для бухт и заливов.

На о. Шикотан пробы отбирались 19 марта 2011 г. Самый большой заплеск волны наблюдался в районе пос. Крабозаводское возле моста через реку Аннама и составлял около 3м. Осадки цунами представлены разнородным песком с галькой и гравием, остатками водорослей. Несмотря на высоту заплеска, содержание микрофауны в осадке незначительное. Отмечены единичные агглютинирующие формы родов

*Trochammina* и *Miliammina*. Из секреторных видов встречены *Criboelphidium asterineum*, *Cr. etigoense*, представители рода *Buccella*. В осадках, отобранных на побережье бухты Крабовая, микрофауны практически нет. Встречен только единственный экземпляр *Trochammina japonica* очень плохой сохранности. Очевидно высота заплеска здесь была незначительна. В образцах осадка цунами, отобранного на побережье бухты Отрада, отмечено довольно высокое содержание микрофауны. В основном это представители семейств Elphidiidae, Rotaliidae. Встречено несколько экземпляров *Miliammina* sp., типичного обитателя литорали-сублиторали. Во всех образцах осадков цунами о. Шикотан отмечено высокое содержание морских диатомей, представителей родов *Coscinodiscus*, *Arachnoidiscus*, *Odontella*).

Следует отметить, что во всех изученных образцах осадков не встречено глубоководных бентосных фораминифер, типичных для условий внешнего шельфа, континентального склона, батиали. Как правило, ассоциации фораминифер в отложениях цунами отражают особенности бентосной микрофауны, обитающей, прежде всего, в прибрежной зоне [1]. Однако присутствие в них глубоководных бентосных фораминифер не только является одним из важных критериев в идентификации отложений цунами, но может также служить показателем мощности и высоты волны. Для примера, в осадках Индонезийского цунами 2004 г. на острове Симелу глубоководные виды (представители родов *Bolivina* *Brizalina*, *Stainforthia*, *Pullenia*) были встречены на участках побережья, где высота цунами превышала 8 м [2].

Автор признательна сотрудникам заповедника «Курильский» Карпенко С.Е., Синькевич Ю.В., Неведомской И.А. и Савченко А.Г. за предоставленный материал для исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00497).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. S. Srinivasalu, N. Rajeshwara Rao, N. Thangadurai, M. P. Jonathan, P. D. Roy, V. Ram Mohan, P. Saravanan Characteristics of 2004 tsunami deposits of the northern Tamil Nadu coast, southeastern India // Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 2009. V. 61. № 1. P. 111-118.
2. Н.Г.Раззигаева, Л.А.Ганзей, Т.А.Гребенникова, В.М.Кайстренко, Иванова Е.Д. Особенности осадконакопления во время цунами 26 декабря 2004 года на севере Индонезии (о.Симелу, побережье в районе г.Медана о.Суматра // Океанология. 2006. №5. С. 711-727.

This work presents the results of microfauna researches of the Japanese tsunami 2011deposits at Southern Kuriles's coast. One of the most important criteria in identifying tsunami sediments is the association with deep sea forams which can be an indicator of power and height of wave.

**Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.**

(Географический факультет Московского государственного университета  
им. М.В. Ломоносова, Москва, [t.klyuvitkina@mail.ru](mailto:t.klyuvitkina@mail.ru))

## **Водные палиноморфы в осадках Восточно-Сибирского моря и их палеогеографическое значение**

**Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.**

(Geographical faculty of Moscow State University, Moscow)

## **Aquatic palynomorphs in the East-Siberian Sea sediments and their application in paleogeography**

В практике реконструкций палеогидрологических обстановок в шельфовых морях Арктики большое значение имеет анализ водных палиноморф, которые включают в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли. В нашей стране этот метод только начинает развиваться. Его важные преимущества – повсеместное распространение динофлагеллат в Арктических морях и хорошая сохранность их цист в осадках, в отличие от микроорганизмов, обладающих кремниевым панцирем или карбонатной раковиной, которые традиционно используются для палеореконструкций, однако в высоких широтах могут быть подвержены растворению. Обобщение и стандартизация методик обработки образцов для целей анализа водных палиноморф в начале 90-х годов XX в. сделало возможным создание баз данных водных палиноморф в современных донных осадках для различных регионов Земного шара. Благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе на сегодняшний день получены данные по всем морям Северного полушария, за исключением Восточно-Сибирского и западной части Чукотского моря. Поэтому изучение проб из этих регионов представляет особый интерес.

Материалы настоящего исследования – это пробы современных донных осадков восточной части Восточно-Сибирского моря, полученные в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и других организаций в прибрежно-шельфовой зоне арктических морей России в 1978–1984 гг.

Для целей анализа водных палиноморф в НИ Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ выполнена лабораторная обработка образцов. На начальной стадии в образец (5–6 г. сухого осадка) добавлялись таблетки, содержащие споры *Lycopodium clavatum* (серия № 938934) согласно методике определения концентраций палиноморф [1]. Далее для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались сначала соляная (HCl), затем фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц на каждой стадии химической обработки препараты фильтровались

через сито с диаметром пор 7–10 мкм при помощи ультразвуковой установки «Сапфир-1,3». На заключительной стадии готовый осадок был помещен в пробирку объемом 10 мл и разбавлен глицерином для последующего приготовления временных препаратов. Постоянные препараты подготовлены с использованием глицерин-желе и парафина по общепринятой методике [2, 3 и др.]. Анализ препаратов проводился на микроскопах *NEOVAR 2* и *JENAVAL (Carl Zeiss)* с увеличением 400× и 1000× с идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат.

В восточной части Восточно-Сибирского моря зафиксированы типичные для арктических морей низкие концентрации водных палиноморф, которые варьируют от 1360 до 4350 экз./г. В состав ассоциаций водных палиноморф входят цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, органические остатки скелетов фораминифер и других водных микроорганизмов. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Максимальные концентрации диноцист зафиксированы в проливе Лонга на ст. 281–286, т.е. в районах, подверженных отепляющему (0.5–1.0°) влиянию берингоморских вод, и соленость в которых превышает 24. Наибольшее количество пресноводных зеленых водорослей отмечено в приустьевых районах р. Колымы и в Чаунской губе.

Анализ видового и количественного состава водных палиноморф восточной прибрежной части Восточно-Сибирского моря позволил выделить две ассоциации. Различия их видового состава обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод.

Первая ассоциация водных палиноморф характерна для района между Чаунской губой и проливом Лонга (соленость 27–29). Здесь зафиксировано относительно высокое содержание водных палиноморф – до 4350 экз./г. Концентрации цист динофлагеллат варьируют от 2120 до 3731 цист/г, что особенно интересно, так как данный район Восточно-Сибирского моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой на шельфе арктических морей и низкими температурами поверхностных вод. Здесь определены 11 видов диноцист. Наряду с такими холодноводными арктическими видами, как *Islandinium minutum*, *I.? cesare* s.l., *Echinidinium karaense* в видовом составе диноцист характерно относительно высокое содержание (до 250 цист/г) *Operculodinium centrocarpum* и цист *Pentapharsodinium dalei*. Кроме того, единично встречаются относительно тепловодные *Spiniferites elongatus*, распространение которых в восточном секторе Арктики ограничено водами берингоморского течения. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, характерными для рек Сибири. Их суммарное количество крайне невелико и составляет в среднем 125 экз./г. Также в этом

районе отмечено высокое содержание органических остатков фораминифер – до 411 экз./г.

По полученным данным выполнена оценка распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях гидрологических условий в арктических морях [4–6]. В поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря значения использованных нами критериев находятся в четкой зависимости от параметров поверхностных водных масс и речного стока. CD-критерий представляет собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат [5, 7]. Его значения в этом регионе крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий представляет собой отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaphtersodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов [4, 6]. Значения АН-критерия в этом районе моря достигают 0.2, что, несомненно, указывает на присутствие некоторого тепляющего влияния берингоморских вод в этой части Восточно-Сибирского моря.

Вторая ассоциация водных палиноморф характерна для прибрежных районов р. Колымы и Чаунской губы, где соленость поверхностных вод не превышает 24. Здесь содержание водных палиноморф снижается и составляет в среднем 2321 экз./г. Концентрации диноцист составляют 1220 цист/г, и резко снижается их видовое разнообразие. В видовом составе диноцист преобладают характерные для арктических морей цисты гетеротрофных холодноводных эвригалинных видов динофлагеллат *Islandinium minutum*, *I. ? cesare* s.l., *Echinidinium karaense*. Эти виды адаптированы к условиям низкой солёности поверхностных вод и характерны для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий. Обычно их высокое процентное содержание в осадках характерно для районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами, редко превышающими 7°C [8–10]. Концентрации пресноводных зеленых водорослей, напротив, возрастают и составляют здесь в среднем 503 экз./г. Их высокая численность, а также высокое содержание акритарха *Radiosperma corbiferum* (400 экз./г) объясняется обильным речным стоком и его опресняющим воздействием на прибрежные воды. Значения CD-критерия в этом районе моря в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния берингоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

Установленные особенности формирования ассоциаций диноцист в поверхностных осадках и значения основных критериев могут служить

методической основой для выполнения палеогеографических реконструкций при изучении верхнечетвертичных осадков восточного сектора Арктики и, в частности, Восточно-Сибирского моря.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Ученого совета географического факультета МГУ.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. Vol. 13. P. 616–621.
2. Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26, 1–25.
3. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. Vol. 11. P. 1–23.
4. Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. 1992. P. 347–390.
5. 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 // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
6. Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16(7). P. 603–620.
7. 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.
8. Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., Matthiessen J., Head M.J. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 1999. Vol. 35. 146 p.
9. 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 // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16 (7). P. 681–698.
10. Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // Review of Palaeobotany and Palynology. 2003. Vol. 125. P. 1–200.

Aquatic palynomorph assemblages were studied in the surface sediments of the East-Siberian Sea. They are composed of dinoflagellate cysts, chlorococcalean algae, acritarchs and several groups of zoomorphs. Their distribution pattern and species composition are strongly related to the salinity gradient and influx of relatively warm Pacific waters.

**Корсун С.А.<sup>1</sup>, Кузнецов И.Б.<sup>2</sup>, Князева О.В.<sup>2</sup>,  
Михайлов Д.А.<sup>2</sup>, Юдина А.Ю.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, s\_korsun@ocean.ru;

<sup>2</sup>Кафедра зоологии беспозвоночных С-Петербургского госуниверситета)

## **Фораминиферы Elphidiidae из акватории Керетского архипелага Белого моря**

**Korsun S.<sup>1</sup>, Kuznetsov I.<sup>2</sup>, Knyazeva O.<sup>2</sup>, Mikhailov D.<sup>2</sup>,  
Yudina A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS; <sup>2</sup>Sankt-Peterburg State University,  
Department of zoology of invertebrates)

## **Elphidiid foraminifers of the Keret archipelago of the White Sea**

Эльфидииды разнообразны и многочисленны на арктических шельфах и, потому, для этих районов служат основной индикаторной группой фораминифер в реконструкциях четвертичной палеосреды. Хотя в Белом море выполнено более десяти крупных исследований современной фауны фораминифер, таксономический состав сем. Elphidiidae остается не до конца выясненным. Трудности с палеоинтерпретацией возникают и из-за того, что экологические предпочтения многих видов не известны. Мы морфологически документировали на уровне возможностей современной микроскопической техники все виды эльфидиид в районе исследований, а также попытались охарактеризовать их биотопы. В отличие от предшественников мы (1) учитывали только гарантированно живых особей и (2) охватили пробоотбором верхнюю сублитораль, где научные суда обычно не выполняют работы.

Белое море – краевой бассейн с соленостью 24-31‰. Район исследований расположен близи устья Керети (самой крупной реки на Карельском берегу Кандалакшского залива), где представлены участки с различным режимом опреснения. Пробы мягкого осадка (песка, ила) и жесткого субстрата (макроводоросли, ракуша) отобраны в интервале глубин от литорали до ~100 м в летние месяцы. На каждой из 43 станций (Рис. 1) взято 2-5 проб. Пробы не фиксировали. Живых особей выявляли по активности псевдоподий и яркой окраске цитоплазмы, просвечивающей сквозь кальцитовую стенку раковины. Обилие видов на станциях оценивали полуколичественно в трех градациях: многочисленный, обычный, редкий.

В районе исследований мы обнаружили 10 видов эльфидиид: *Protelphidium* cf. *niveum*, *Haynesina orbiculare*, *Elphidium albibullicatum*, *E. incertum*, *E. asklundi*, *E. bartletti*, *E. frigidum*, *E. excavatum clavatum*, *E. margaritaceum* и *E. williamsoni*. К сравнению, для всего Белого моря отмечено 12 видов, а для морей Северного ледовитого океана – 15-17 видов. То есть, таксономическое разнообразие Elphidiidae в районе исследований



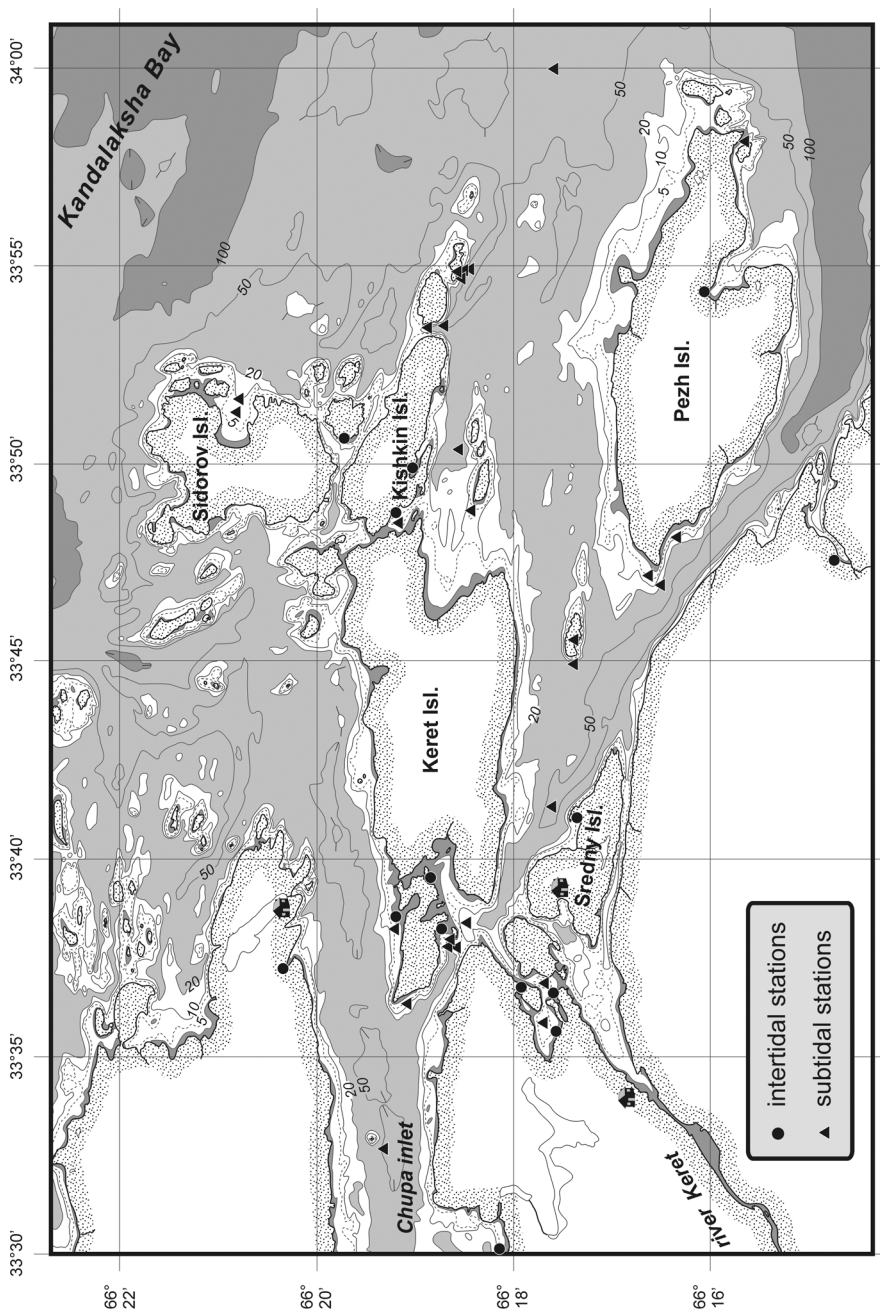


Рис. 1. Расположение станций

Керетского архипелага (не более 10 морских миль в поперечнике) включает более чем половину видов эльфидиид, известных в Арктике.

Два вида – *Protelphidium* cf. *niveum*, и *Elphidium margaritaceum* – отмечены впервые для Белого моря. Оба обнаружены в самой верхней сублиторали, то есть в зоне, где до сих пор брали очень мало проб для изучения фораминифер. Оба вида, вероятно, являются бореальными по происхождению и приурочены в этом холодном море к слою воды, который максимально прогревается летом.

*Elphidium albiumbilicatum* – морфологически четко идентифицируемый вид, обычный на литорали. Он не упоминается в исследованиях фауны литоральных фораминифер Белого моря из-за того, что его неверно идентифицировали, помещая под разными названиями в состав комплекса видов *Elphidium subarcticum*, представители которого на литорали отсутствуют.

*Elphidium williamsoni* – самый массовый представитель эльфидиид на литорали. Спускается также в самую верхнюю сублитораль. Был первоописан З.Г. Щедриной как *Elphidium longipontis*.

*Elphidium excavatum clavatum* представлен двумя морфами, глубинные диапазоны распространения которых не перекрываются. Одна населяет литораль, другая встречается в мягком осадке на глубинах >50 м.

*Elphidium frigidum* ведет прикрепленный образ жизни, формирует поселения нередко очень высокой плотности на красных водорослях, веточках колоний Hydrozoa, раковинах моллюсков и других формах жесткого субстрата. Единичные экземпляры, обнаруженные в мягком осадке, морфологически отличны от прикрепленных особей и, видимо, принадлежат к другим видам группы *E. subarcticum*, однако, тут данные недостаточны.

*Elphidium asklundi*, *Elphidium incertum*, *Haynesina orbiculare*, и *Elphidium bartletti* населяют мягкий осадок; они никогда не поднимаются на выступающие объекты (на жесткий субстрат). Типичные *E. asklundi* морфологически четко отличны от типичных *E. incertum*, но существуют промежуточные формы. *E. asklundi* чаще всего встречается на илах в закрытых мелководных бухтах, тогда как *E. incertum* предпочитает песчанистые грунты ниже зоны фитали. *E. bartletti* обитает на глубинах >30 м.

Отбор проб в верхней сублиторали, в том числе макрофитов, позволил уточнить состав фауны эльфидиид Белого моря. Учет достоверно живых особей позволил лучше понять биотопические предпочтения видов.

Elphidiids are diverse and abundant on the Arctic shelves, and thus they are key foraminiferal markers in Quaternary paleoecological reconstructions for these areas. However their value as markers is hindered by the species-level taxonomy insufficiently resolved and poorly understood ecological preferences. The study

area in the western White Sea embraced a range of habitats from the intertidal zone to c. 100mwd and with varying salinity. We sampled live specimens (discernable by their pseudopodial activity and bright cytoplasm), documented comprehensively their morphology and estimated their abundance in different habitats. We recorded 10 elphidiid species in the study area as compared to 12 known for the White Sea and to 15 to 17 for all seas adjacent to the Arctic Basin. Two species, *Protelphidium* cf. *niveum* and *Elphidium margaritaceum*, were recorded in the White Sea for the first time. Both were found in the upper subtidal zone previously undersampled attached to shallow subtidal kelp, a substrate that local studies on foraminifers have ignored. Both are probably boreal species restricted in this cold sea to the seasonally warmed layer. Nearshore sampling of live foraminifers extends the understanding of biotopic preferences of the elphidiids.

**Кудрявцева Е.А.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, kudryavtzeva@rambler.ru)

**Палеопродуктивность восточной части Финского залива по данным содержания органического углерода и хлорина в осадках**

**Kudryavtzeva E.A.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Atlantic Branch, RAS, Kaliningrad)

**Paleoproductivity of the Eastern Gulf of Finland on the base of the organic carbon and chlorin contents in the sediments**

Ранее для различных районов Мирового океана [1] было показано, что концентрация органического углерода ( $C_{org}$ ) в поверхностных осадках эквивалентна величинам первичной продукции этих районов. Зная об изменениях первичной продукции и имея результаты реконструкции климата в прошлом, можно изучить взаимосвязи изменения климата и продуктивности и выявить основные механизмы влияния климата на продуктивность различных морских бассейнов.

Настоящие исследования выполнены по материалам, собранным в рамках проекта BONUS INFLOW (2009-2011 гг., грант 08-05-92420-BONUS\_a), целью которого является изучение изменений климата и их влияния на экосистему Балтийского моря последние 6 тыс. лет путем анализа морских донных отложений и моделирования сценариев будущего развития. Для решения задач проекта одна из колонок осадков (F40) была отобрана с глубины 38 м в восточной части Финского залива ( $60^{\circ}06,999$  с.ш.,  $28^{\circ}03,929$  в.д.) с борта НИС «Аранда» сотрудниками ВСЕГЕИ (Россия) и Геологической службы Финляндии. Длина колонки составила 509 см, однако в работе представлены результаты анализа проб, которые были отобраны в интервале 500-0 см. Содержание  $C_{org}$  в осадке определялось методом сухого сжигания [2]. Для определения палеопродуктивности использовались два метода, которые в теории должны были удовлетворительно согласовываться друг с другом. Первый метод помогает определить первичную продуктивность на основе содержания  $C_{org}$  по эмпирической формуле, выведенной для различных физико-географических зон океана [1] и, как было показано «работает» в южной Балтике [3]. Вторая методика оценки продуктивности на основе определения содержания хлорина (обобщающее название продуктов распада хлорофилла «а») была успешно опробована в Охотском море [4, 5].

По данным анализа спорово-пыльцевой диаграммы, вкратце опубликованного в работе [6], было установлено, что накопление исследуемых осадков на горизонтах 500-0 см происходило на протяжении трёх периодов – атлантического, суббореального и субатлантического. На

интервале 502 см, специалистами ВСЕГЕИ зафиксирована четкая литологическая граница между отложениями Анцилового озера и Литоринового моря, совпадающая также с окончанием бореального и началом атлантического периода.

Распределение  $C_{орг}$  по колонке было достаточно равномерным и изменялось в пределах от 0,6 до 2,6 % (рис.1). Минимальное значение измерено в конце холодного бореального климатического периода, наиболее высокие величины наблюдались дважды: в конце атлантики и в субатлантике. Распределение хлорина было подобно распределению органического углерода. Минимальная концентрация измерена на горизонте 500 см – 0,06 мкг/г сухого осадка. Максимальное содержание хлорина измерено в верхнем 2-0 см слое современных донных отложений – 0,98-1,08 мкг/г сухого осадка.

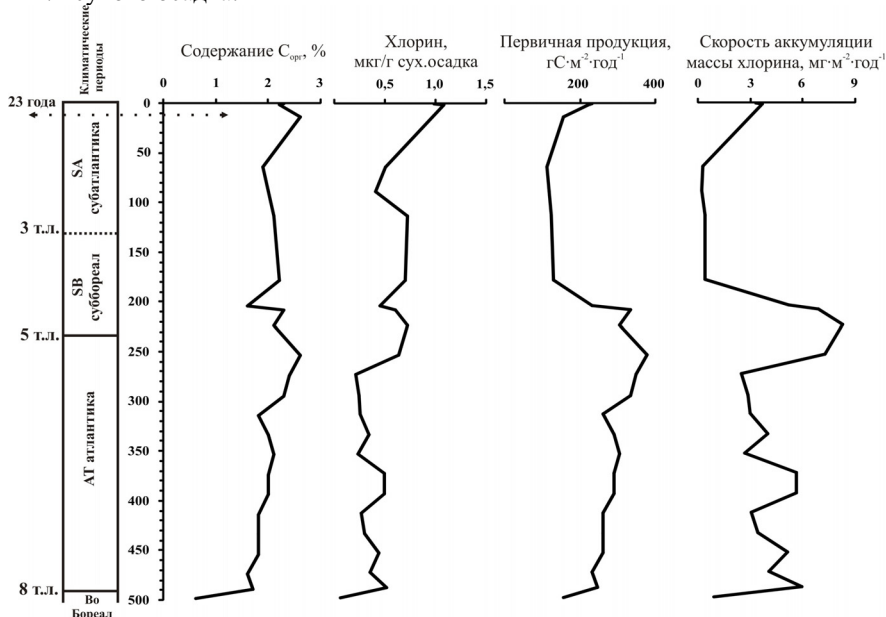


Рис. 1. Распределение по разрезу F40 содержаний  $C_{орг}$ , % и хлорина, мкг/г сух. осадка; а также первичной палеопродукции,  $гС \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$  и скоростей аккумуляции массы хлорина,  $мг \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$

Содержание хлорина и органического углерода в одних и тех же пробах осадков в целом коррелируют между собой ( $r=0,6$ ). Высокое соотношение хлорина и  $C_{орг}$  в современных осадках выбивается из остального ряда данных, полученных по разрезу, и снижает степень их взаимозависимости. Наименьшее соотношение хлорина и  $C_{орг}$  измерено на нижнем горизонте

разреза, что вероятно было характерно для низкопродуктивного Анцилового озера.

Концентрация осадочного компонента может быть не всегда точной при идентификации палеопродуктивности в осадочной колонке, поскольку не учитывает скорости седиментации и физические свойства донных отложений. С этой точки зрения более достоверными являются величины первичной палеопродукции, вычисленные по эмпирической зависимости, а также скорости аккумуляции массы осадочного компонента [1, 4].

После выполненных преобразований стало очевидно, что литориновую и постлиториновую историю продуктивности восточной части Финского залива, записанную в летописи изучаемой колонки осадков, можно разделить по горизонту 200 см. Ниже указанной границы для исследуемой части акватории была характерна очень высокая продуктивность. Годовые величины первичной продукции варьировали в пределах от 234 до 380  $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ . Скорости аккумуляции хлорина изменялись в пределах от 2,50 до 8,25  $\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ . Следует отметить, что осадки этой части разреза были накоплены в основном в течение теплого атлантического климатического периода. Выше горизонта 200 см уровень первичного продуцирования резко снизился. Величины первичной продукции на данном этапе составляли 114-133  $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ , скорости аккумуляции хлорина – 0,40-0,72  $\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ . Данный горизонт 200 см, предварительно датированный по скорости осадконакопления временным интервалом около 3-3,4 тыс. лет, специалистами ВСЕГЕИ интерпретируется как слой, сформировавшийся после прорыва р. Невы. С большой долей вероятности можно утверждать, что именно это событие явилось основной причиной изменения продуктивности залива. Из застойного гипертрофного водоема, существовавшего в период атлантического климатического оптимума, восточная часть Финского залива стала проточной стратифицированной олиготрофной акваторией, существование которой совпало с более холодными климатическими эпохами. Потепления и похолодания климата, в отличие от Гданьского бассейна Балтийского моря [3], видимо, меньше сказывались на продуктивности залива, чем резкое изменение условий функционирования экосистемы, вызванное прорывом реки.

Что касается современных донных отложений, то данные анализа горизонта 2-0 см, свидетельствуют о возрастании ежегодной скорости накопления хлорина до 3,31-3,36  $\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ . Рассчитанная по  $S_{\text{орг}}$  первичная продукция также увеличилась и составила 223-233  $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ . Это выше оценок современной первичной продукции Финского залива (около 150  $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ ), приводимых в литературе [7]. Очевидно, что часть органики поставляется и отлагается благодаря обильному выносу р. Невы, содержащему в т.ч. огромное количество  $S_{\text{орг}}$  антропогенного происхождения (117 тыс. т в год [8]).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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. Люцарев СВ. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // *Океанология.* 1986. Т. 26. № 4. С. 704–708.
3. Kudryavtzeva E. Late Holocene organic carbon accumulation in the Gdansk Deep: paleogeographical application // *The Baltic Sea Geology-10. The 10th International Marine Geologogoail conference.* 24-28 August 2010, VSEGEI, St.Peterburg, Russia. Abstracts volume. SPb.: Press VSEGEI, 2010. P. 62–65.
4. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря // *Океанология.* 2010. № 2. С. 192–202.
5. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // *Вестник ДВО РАН.* 2007. № 1. С. 52–58
6. Napreenko-Dorokhova T.V. Reflection of the Holocene events in the pollen spectra of core from the Gulf of Finland // *Book of Abstracts: 8th Baltic Sea Science Congress.* 22 – 26, August 2011 St. Petersburg, Russia. P. 236.
7. Eutrophication in the Baltic Sea. Draft HELCOM Thematic Assessment in 2006. HELCOM Stakeholder Conference on the Baltic Sea Action Plan, 2006. 34 p.
8. Towards a tool for quantifying anthropogenic pressures and potential impacts on the Baltic Sea marine environment: A background document on the method, data and testing of the Baltic Sea Pressure and Impact Indices.// *Baltic Sea Environment Proceedings No. 125. HELCOM, 2010. 70 p.*

Based on the content of organic carbon and the chlorin concentration in sediments of the Eastern Gulf of Finland was calculated the paleoproductivity.

**Кузнецов В.Ю.**

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,  
[v\\_kuzya@mail.ru](mailto:v_kuzya@mail.ru))

## **Методы четвертичной геохронометрии океанских формаций**

**Kuznetsov V.Yu.**

(Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg)

## **Methods of Quaternary geochronometry of ocean formations**

Глубоководные океанические и морские осадки представляют собой весьма удобный объект для получения информации о природных процессах, имевших место в прошлые эпохи. Расположенные под мощным слоем воды, пелагические отложения защищены от внешних воздействий (влияние климатических изменений, ветровой и химической эрозии, связанные с ними процессы разрушения, размыва, переотложения и пр.). По этой причине глубоководные осадки морей и океанов представляют собою уникальную и хорошо сохранившуюся летопись климатических и геологических событий, имевших место в четвертичное время, в силу чего они могут быть использованы для всесторонней реконструкции этих событий во времени. Применение для целей геохронологии донных отложений явления радиоактивного распада позволило впервые определить абсолютный (в числовом выражении) возраст этих формаций и установить протяженность во времени геологических и климатических эпох в четвертичное время. Обнаруженное в океанской воде и, как следствие, в донных отложениях смещение радиоактивного равновесия в природных рядах  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  послужило основой для разработки, а затем и практического использования, целого ряда радиоизотопных (или, иначе, неравновесных) методов датирования океанских осадков. Одна группа методов базируется на явлении радиоактивного распада избыточного над равновесным с материнским изотопом дочернего нуклида (например,  $^{230}\text{Th}$  над  $^{234}\text{U}$  или  $^{231}\text{Pa}$  над  $^{235}\text{U}$ ), другая же, наоборот, - на накоплении дочернего радиоизотопа, стремящегося к равновесию с материнским радиоэлементом (например, накопление  $^{230}\text{Th}$  из  $^{234}\text{U}$  или  $^{231}\text{Pa}$  из  $^{235}\text{U}$ ).

На протяжении нескольких последних десятилетий методы радиоизотопной (неравновесной) геохронологии нашли широкое применение для датирования донных формаций, определения скоростей осадконакопления, установления протяженности палеоклиматических изменений во времени и т.д. несмотря на то, что объектами геохронологических исследований являлись существенно различающиеся по своему вещественно-генетическому типу отложения. При этом реальность теоретических положений методов датирования, основанных на использовании радионуклидов  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  из рядов урана и изотопных



отношений  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , зачастую оставалась не до конца обоснованной. По этой причине далеко не окончательно решен вопрос определения границ их практического использования. Поэтому в начале 80-х годов XX в. нами начаты целенаправленные систематические исследования для изучения возможностей и ограничений указанных методов радиоизотопной геохронологии океанических четвертичных отложений разного генезиса: пелагических силикатных и карбонатных осадков, металлоносных и гидротермально-осадочных отложений, железомарганцевых конкреций и корок, сульфидных формаций, раковин моллюсков из морских трансгрессивных отложений [1-5].

В настоящей работе рассмотрены возможности  $^{230}\text{Th}$ - и  $^{231}\text{Pa}$ -датирования разных вещественно-генетических типов донных отложений, с применением этих методов проведено датирование палеоклиматически охарактеризованных (изотопно-геохимическими и микропалеонтологическими анализами) колонок фораминиферовых илов, а с использованием  $^{230}\text{Th}$ -метода – металлоносных осадков [1, 2, 6, 7]. Определены скорости роста железомарганцевых конкреций и корок методами  $^{230}\text{Th}$ - и альфа-радиографического (альфа-трекового) датирования [1, 8]. Подтверждена возможность определения возраста раковин моллюсков (из трансгрессивных морских отложений) с помощью  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода при условии выполнения ряда требований к пробоотбору и проведению их радиохимического анализа [1, 9]. В то же время, полученные экспериментальные данные свидетельствуют о недостаточной обоснованности практического применения  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метода для датирования железомарганцевых образований и  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метода и  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -метода для датирования океанских осадков [1, 2, 6, 7].

Особое внимание в докладе уделено экспериментальному подтверждению правомерности использования  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сульфидных руд и  $^{230}\text{Th}$ -датирования гидротермально-осадочных отложений из зон гидротермальной активности Срединно-Атлантического хребта (САХ) [1-3, 5]. Обобщение и анализ всех полученных геохронологических данных для гидротермальных участков САХ, открытых к настоящему времени российскими экспедициями, позволило сделать ряд выводов:

1) подтвержден дискретно-эпизодический характер гидротермальной деятельности и рудообразования, с ней связанного; 2) активный рудообразующий процесс начался в пределах полей «Логачев-2» и «Ашадзе-1» около 7 т.л.н., поля «Рейнбоу» - ~23 т.л.н., поля «Ашадзе-2» - ~35 т.л.н., поля «Логачев-1» - ~58 т.л.н., поля «Зенит-Виктория» - ~60 т.л.н., узла «Краснов» - ~119 т.л.н., района «Семенов» - ~124 т.л.н., поля «Петербургское» - ~176 т.л.н.; 3) эти данные нельзя, однако, рассматривать как окончательные из-за недостаточного числа прямых  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировок рудных отложений указанных участков САХ. Действительно, результаты

$^{230}\text{Th}$ -датирования колонок металлоносных осадков свидетельствуют, что активная гидротермальная деятельность могла начаться гораздо раньше, как например, в пределах узла «Ашадзе» - в среднем плейстоцене около 276 тыс. лет назад.

В докладе рассмотрены также перспективы  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ -датирования гидротермальных сульфидов на примере геохронологического изучения рудных образований в районе  $9^{\circ}50'$  с. ш. Восточно-Тихоокеанского Поднятия, начавших свое формирование всего лишь несколько десятилетий назад [1,10]. Показаны возможности и приведены первые в отечественной практике геохронологических исследований результаты  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования межледниковых/межстадиальных органогенных отложений на континенте. Анализ и обобщение данных широкого комплексного геохронологического изучения океанских, морских и континентальных формаций открывает перспективы пространственно-временных корреляций палеоклиматических и геологических событий четвертичной истории Земли.

*Работа выполнялась при финансовой поддержке Гранта Правительства РФ № 11.G34.31.0025. Авторы выражают благодарность ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология за предоставленные для исследований образцы сульфидных руд и металлоносных осадков.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб, 2008. 312 с.
2. Kuznetsov V.Yu., Arslanov Kh.A., Shilov V.V., Cherkashev G.A. Th-excess and  $^{14}\text{C}$  dating of pelagic sediments from the hydrothermal zone of the North Atlantic // *Geochronometria*. 2002. V. 21. P. 33–40.
3. V. Kuznetsov, F. Maksimov, A. Zhelezov, G. Cherkashov, V. Bel'tenev, L. Lazareva.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  chronology of ore formation within the Semyenov hydrothermal district ( $13^{\circ}31'$  N) at the Mid-Atlantic Ridge // *Geochronometria*. 2011. V. 38. P. 72-76.
4. A.E. Dodonov, V.G. Trifonov, T.P. Ivanova, V.Yu. Kuznetsov, F.E. Maksimov, D.M. Bachmanov, T.A. Sadchikova, A.N. Simakova, H. Minini, A.-M. Al-Kafri and O. Ali. Late Quaternary marine terraces in the Mediterranean coastal area of Syria: Geochronology and neotectonics // *Quaternary International*. 2008. V. 190. Is. 1. P. 158-170.
5. 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.
6. Арсланов Х.А., Бараш М.С., Кузнецов В.Ю. О геохронологии среднего и верхнего плейстоцена по данным изучения осадков Северной Атлантики // *Океанология*. 1988. Т. XXVIII. Вып. 4. С. 644-650.
7. Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Шилов В.В., Черкашев Г.А., Максимов

Ф.Е. Распределение изотопов урана и тория в металлоносных осадках из гидротермальной зоны Северной Атлантики // Радиохимия. 2000. N 6. С. 565-568.

8. Кузнецов В.Ю., Андреев С.И. Распределение изотопов урана и тория в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Радиохимия. 1995. Т. 37. N 4. С. 377-383.

9. Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E., Dodonov A.E.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dating of mollusc shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black Seas // Geochronometria. 2002. V. 21. P. 49-56.

10. В.Ю. Кузнецов, А.Ю. Леин, Ю.А. Богданов, Ф.Е. Максимов, В.Е. Бельтенёв, Г.А. Черкашёв, В.Н. Струков, И.Е. Жеребцов, П.Е. Жилинский. Радиоизотопная ( $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ -) геохронология гидротермальных сульфидных рудопроявлений в пределах Срединно-океанических хребтов // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2008. Вып. 2. С. 82-93.

The results of radioisotope geochronological researches of different types of ocean Quaternary sediments are shown in the report. The obtained data has confirmed validity of application of both the  $^{230}\text{Th}$ - и  $^{231}\text{Pa}$ -dating methods of pelagic sediments including metalliferous ones and the  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of mollusk shells and hydrothermal ores from the Mid-Atlantic Ridge. Possibility of practical applying of the  $^{230}\text{Th}$ -method for dating of ferromanganese nodules and crusts is also confirmed. The geochronological results of all studied deposits are given in the report. The prospects of the  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ - method for dating of young hydrothermal ores are considered.

**Лукашина Н.П.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН,  
Калининград, [lukashinanp@mail.ru](mailto:lukashinanp@mail.ru))

## **Использование бентосных фораминифер для корреляции глубоководных событий Исландской котловины**

**Lukashina N.P.**

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

## **The using of benthonic foraminifera for correlation of the deepwater events of the Icelandic Basin**

Рост интереса к глобальным климатическим изменениям мотивирует поиски различных палеоокеанографических индикаторов. В последние годы для реконструкции и корреляции прошлых изменений глубоководной среды активно используются различные физико-химические методы анализа раковин бентосных фораминифер и других донных организмов (изотопия  $O_2$ ,  $C$ , соотношение  $Cd/Ca$  и т.д.). Однако менее трудоемким и более дешевым методом по сравнению с физико-химическими методами является микропалеонтологический анализ, и при этом он остается наиболее качественным методом для идентификации придонных водных масс. Распространение бентосных фораминифер в осадочных донных колонках показывает, что они чутко реагируют на смену ледниковых и межледниковых климатических циклов позднего плейстоцена. В связи с этим, чередование захороненных сообществ бентосных фораминифер может быть использовано для приблизительной стратиграфии и корреляции позднечетвертичных отложений.

Ключевую роль в образовании глобальной термогалинной циркуляции, в большой мере определяющей современный климат Земли, играет субполярная Северная Атлантика, и в частности Исландская котловина. В 48 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в ее северной части с глубин 2242 м и 2787 м были подняты две колонки донных осадков с продолжительной и последовательной записью АМК- 4438 и АМК- 4442, обе длиной около 300 см.

Стратиграфия кол. 4438 была проведена на основании изучения планктонных фораминифер во фракции  $>0,1$  мм в каждых 2-х см. В ней было выделено 9 биостратиграфических горизонтов, которые охватывают примерно последние 300000 лет. Предварительное стратиграфическое расчленение кол. 4442 было проведено на основании корреляции по  $CaCO_3$  в кол. 4438 (рис. 1)

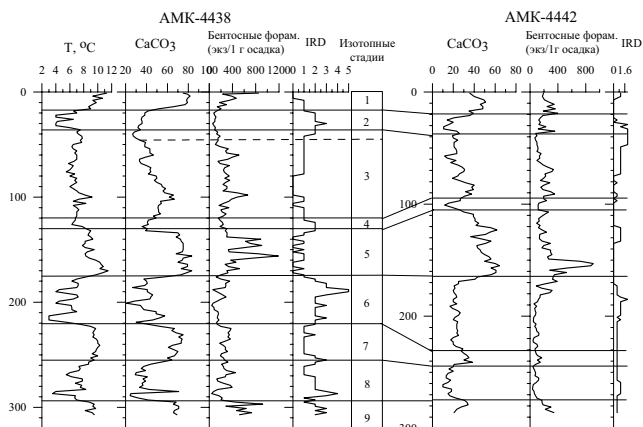


Рис. 1. Стратиграфия колонок АМК-4438 и АМК-442

Карбонатность осадка в обеих колонках меняется синхронно, однако, в кол. 4442 она всегда почти в 2 раза ниже. Скорости осадконакопления в обеих колонках примерно одинаковы - в кол. 4442 было также установлено 9 верхних изотопных стадий.

В изученных разрезах было выделено несколько сообществ бентосных фораминифер, которые названы нами по доминирующим видам, численность которых превышает 20% (рис.2).

Сообщество *Hoeglundina elegans* вместе с *Planulina wuellerstorfi* было выделено в МИС1 в кол. 4438 и в интервале 20-35 см в кол. 4442. В кол. 4438 *H. elegans* (на этот раз вместе с булиминами) “дает” пик в МИС3, который слабо прослеживается на горизонте 80 см в кол. 4442. В обоих разрезах численность раковин бентосных фораминифер в сообществе *H. elegans* составляет около 200 экз/1 г осадка, но по карбонатности интервалы совершенно не коррелирует между собой.

В МИС2 и в МИС6 в кол. 4438 и в интервалах 35-65 см и 225-235 см в кол. 4442 доминируют агглютинирующие виды. В кол. 4442 они более многочисленны, чем в кол. 4438. «Агглютинирующее» сообщество состоит из представителей отрядов – *Astrorhizida* (под *Rhabdammina*), *Ammodiscida* (под *Hyperammina*), *Lituolida* (поды *Nauphragmoides* и *Ciclammina*), *Textulariida* (под *Siphotextularia*) и *Ataxophragmiida* (поды *Trochammina* и *Martinotiella*). В этих интервалах присутствует довольно большое количество терригенного обломочного материала, в связи с чем количество раковин фораминифер в них очень низко и не превышает 100 экз/1 г осадка. В обеих колонках синхронно проявляется и низкая карбонатность осадка.

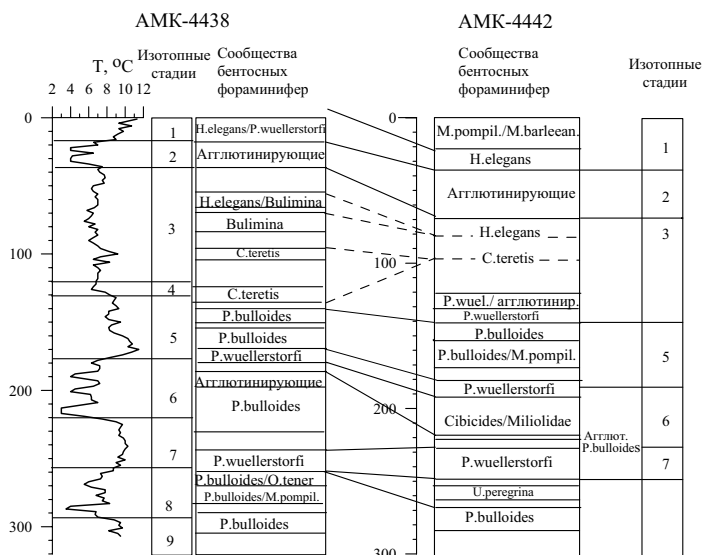


Рис. 2. Сообщества бентосных фораминифер в колонках АМК-4438 и АМК-442

Сообщество *Pullenia bulloides* характерно для МИС5, точнее для холодных подстадий 5b и 5d, для МИС6/МИС7 и для МИС8- МИС9 в кол. 4438 и для интервалов 140-170, 220-225 и 265-285 см в кол. 4442. *P. bulloides* самый многочисленный вид в изученных нами разрезах. С ним иногда доминируют *Oridorsalis tener* или *Melonis pompilioides*. «Пуллиевые» интервалы в обеих колонках коррелируют с повышением карбонатности осадка, особенно верхний интервал, который, кроме того содержит еще и наибольшее количество раковин бентосных фораминифер – в среднем 800 экз/1 г.

Сообщества *P. bulloides* перемежаются сообществами *Planulina wuellerstorfi*. В кол. 4438 сообщество *P. wuellerstorfi* выделено на границах МИС5/6 и МИС7/8. В кол. 4442 первый раз сообщество *P. wuellerstorfi* встречено в интервале 120-145 см, второй раз - в интервале 180-190 см, третий – в интервале 225-240 см.

Сообщество *Cassidulina teretis* в МИС3 в кол. 4438 слабо прослеживается на горизонте 99 см в кол. 4442. Сообщество *Cibicides* spp. и *Miliolida* в кол. 4442 выделенное между 195 и 220 см слегка выделяется в кол. 4438 в интервале 195-200 см (МИС6).

Сообщество *Melonis barleeen* и *M. pompilioides* найдено в верхних 20 см в кол. 4442. Вообще-то в современных осадках Исландской котловины на глубинах более 2400 м доминирует *Epistominella exigua* а выделенное сообщество характерно для промежуточных глубин [1]. Скорее всего, оно

переместилось на глубину около 2800 м с верхнего склона котловины.

Очень представительное сообщество *Bulimina* выделено только в МИС3 в кол. 4438, а сообщество *Uvigerina peregrina* - только в кол. 4442 в интервале 250-260 см.

Сопоставление «долгопериодных» сообществ бентосных фораминифер, выделенных в обоих разрезах позволяет провести корреляцию глубоководных событий в пределах северной части Исландской котловины, учитывая, что глобальные перестройки в глубинных слоях относительно небольшого региона, скорее всего, происходили одновременно. Сообщества, «долгопериодные» в одном разрезе и «краткопериодные» в другом, возможно, связаны с нарушениями в осадчанакоплении. Сложность сопоставления сообществ в колонках заключается в том, что они взяты на разных глубинах, поэтому корреляцию между ними можно провести только в общих чертах.

Рассматривая разрез снизу вверх можно сказать, что наиболее важным стратиграфическим событием является исчезновение сообщества *Pullenia bulloides*. Корреляция интервалов по содержанию  $\text{CaCO}_3$  и по концентрации бентосных фораминифер в осадке предполагает, что это произошло в МИС5, а, судя по палеотемпературной кривой - в конце подстадии 5b, когда в глубинных слоях северной части Исландской котловины началась глобальная перестройка.

Считается, что в позднеплейстоценовое время *P. bulloides* характеризовала в Северной Атлантике «застойные» условия [2]. Следовательно, большую часть последнего межледникового в Исландскую котловину не поступала богатая кислородом «молодая» вода. Этот вывод подтверждает предположение о том, что большое поступление норвежской воды в Северную Атлантику, которое наблюдается сегодня, является аномалией «экстремального интергляциала», и не типично для большей части плейстоцена [3]. Застойные условия существовали в Исландской котловине также в МИС7/МИС6 и МИС9-МИС8. Судя по кратковременности «среднего» сообщества *Pullenia bulloides* в кол. 4442, кажется, что осадки МИС7 в ней представлены лишь частично.

Хорошая корреляция связывает сообщества агглютинирующих фораминифер. Судя по палеотемпературной кривой в кол. 4438 оно характеризует последний ледниковый период (МИС2). Наличие терригенного материала в этом горизонте, связанное с айсберговыми разгрузками, вероятно, отражает первое из событий Хайнриха – Н-1, которое имеет возраст примерно 16,8 тыс. лет назад. Таким образом, интервал 40-65 см в кол. 4442 соответствует МИС2. А нижний интервал с агглютинирующими видами в кол. 4442 соответствует верхней части МИС6 в кол. 4438.

Сообщество *Planulina wuellerstorfi* встречается в кол. 4438 приблизительно во время терминаций III и II. Возможно в кол. 4442

«средний» и «нижний» слои с *P. wuellerstorfi* также соответствуют этим периодам. Верхний интервал с *P. wuellerstorfi* в кол. 4442 не имеет аналога в кол. 4438. Таким образом, при переходе от оледенений к межледниковьям «застойные» условия Исландской котловины ненадолго прерывались поступлениями «свежей» глубинной воды из Норвежского моря.

Коррелируют между собой и сообщества *Hoeglundina elegans*. Однако, из-за резкого несоответствия по  $\text{CaCO}_3$  «верхнее» сообщество с *H. elegans* в кол. 4442 нельзя отнести даже к нижнему голоцену, как в кол. 4438. Думаю, что объяснить это несоответствие можно лишь какими-то нарушениями в осадконакоплении. По всем параметрам хорошо коррелируют между собой сообщества *Hoeglundina elegans* в МИСЗ в кол. 4438 и на 80 см в кол. 4442. Таким образом, только с середины межстадиала последнего оледенения началось формирование современной САГВ.

Остальные сообщества, которые выделены лишь в одном из разрезов, скорее всего, связаны с локальными глубоководными событиями и имеют значение не для стратиграфии отложений, а только для палеогидрологических реконструкций.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современного глобального термогалинного конвейера по данным изучения фораминифер. Москва: Научный мир. 2008. 287 с.
2. Skinner L.C., Shackleton N.I. Rapid transient changes in northeast Atlantic deep water ventilation age across Termination I // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA2005. doi; 10.1029/2003 PA 00983. P. 1-11.
3. Raymo M.E., Oppo D.W., Flower B.P., Hodell D.A., McManus J.F., Venz K.A., Kleiven K.F., McIntyre K. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA2008, doi: 10.1029/2003PA000921.

Alternation of communities of benthonic foraminifera in 2 cores of bottom deposits from northern part of the Icelandic Basin has allowed not only to reconstruct deep circulation of water masses in Late Quaternary time (last 300 thousand years), but also to make an attempt to stratify them and to spend correlation of bottom sediments.



**Малёнкина С.Ю.**

(Геологический институт РАН, Москва, maleo@mail.ru)

**Сравнение юрских микробных построек Восточно-Европейской платформы с современными строматолитами**  
**Malenkina S.Yu.**

(Geological institute RAS, Moscow)

**A comparison of Jurassic microbial structures of the East European platform with modern stromatolites**

В юрских отложениях Восточно-Европейской платформы нашими исследованиями в последнее время выявлены биолиты, тесно связанные с жизнедеятельностью бактериально-водорослевых комплексов, являющиеся результатом их взаимодействия с окружающей средой и в частности строматолитовые постройки, представляющие особый интерес [2, 3]. По существу все они представляют собой литифицированные альго-бактериальные, в основном циано-бактериальные маты. По составу чаще всего карбонатные, но бывают также железистые, глауконитовые и фосфатные. Они образуют как одиночные тела разнообразной формы и размеров, так и многочисленные скопления. Различаются пластообразные, линзовидные, куполовидные, столбообразные и округло-шаровидные постройки. Согласно современным исследованиям [1, 7], цианобактериальное сообщество, продуцирующее постройки, состоит из различных групп бактерий и имеет вполне характерное строение. Верхний слой занят тонкой пленкой аэробных флексибактерий (например, *Aphanocapsa*, *Dunaliella*). Ниже идет фотосинтезирующий слой цианобактерий, выделяющих  $O_2$ , поглощающих  $CO_2$  с резким подщелачиванием. Под ним располагаются отмирающие цианобактерии, развиваются микроаэрофильные организмы и происходит использование кислорода. Еще ниже идет слой пурпурных анаэробных фотосинтезирующих бактерий (например, *Ectothiorhodospira*). Под ним располагается слой организмов, продуцирующих сероводород. Такая структура многократно повторяется. Таким образом, цианобактериальное сообщество представляет собой серию геохимических барьеров – окислительного, щелочного, сероводородного. В результате в нем происходит последовательное осаждение минералов, образующих слои. Кроме того, помимо бактериального осаждения, происходит захват и связывание осадочного материала и остатков макрофауны, поступающих на поверхность бактериального мата. Отмершее сообщество литифицируется и превращается в строматолиты, ранее часто принимаемые за конкреции.

Еще в конце 2007 года в юрских отложениях Москвы автором были обнаружены разнообразные строматолитовые постройки при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15), подробно описанные в предыдущем сообщении [2]. До этого юрские строматолиты

отмечались в литературе лишь однажды – в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [5]. После 2007 года они были выявлены также и в других разрезах Восточно-Европейской платформы (нескольких разрезах Москвы, карьеров близ ст. Гжель, Пески, Домодедово и с. Каменная Тяжина, Никитское, Малино (Московская обл.), Михаленино и г. Макарьева (Костромская обл.)), а также подробно исследованы строматолиты р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья [3].

Юрские строматолиты Московской синеклизы относятся, согласно классификации [4], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным пачкам верхнего келловей-оксфорда. Они образуют корки, иногда сложнопостроенные комплексы (до 0,35 м), желваки, бугристые полусферы (от первых см до 15-25 см), часто захороненные в осадке не в первоначальном положении. На постройках присутствует различная бентосная стеногалинная фауна, свидетельствующая о том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Постройки сложены тонкими слоями известкового вещества (от сотых долей до 1-2 мм), ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, иногда распадающимися на короткие микростолбики (диаметром 0,05-0,5 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы глауконитовых желваков и пластовых образований – “зеленый прослой” (0,05-0,2 м), являющийся региональным стратиграфическим репером для всей Московской синеклизы.

Анализируя морфологию построек и особенности вмещающих отложений, а также экстраполируя современные условия, благоприятные для роста подобных строматолитов [7], 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, ранне-среднеоксфордские – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна на нестабильном субстрате, позднеоксфордские, судя по их строению, в постоянно тиховодных условиях сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления на ровном достаточно стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. По изменению состава вмещающих осадков за рассматриваемый период (келловей-оксфорд), можно заключить, что происходило очень медленное погружение территории, что способствовало росту биогермов, однако в целом мелководная обстановка сохранялась и лишь в конце позднего оксфорда, вероятно, глубина увеличилась настолько, что все приподнятые участки дна оказались ниже фотической зоны и строматолитообразование прекратилось. Это подтверждается также общим нарастанием трансгрессивных тенденций в это время на Восточно-Европейской платформе [6].

Оренбургские строматолиты, расположенные в юго-восточном углу Волго-Уральской антеклизы, в зоне сочленения ее с Прикаспийской

синеклизой (в 50 км к западу от г. Соль-Илецка), представляют собой совершенно иной тип. Их уникальность в том, что минеральной основой служат не карбонаты, как у большинства известных строматолитов [7], а фосфаты кальция, то есть они являются фосфатными песчаниками, кроме того, один из двух горизонтов представлен столбчатыми строматолитами. Первый раз разрез был изучен еще Д.Н. Соколовым еще в 1906 и позже, более детально, другими исследователями, отмечавшими в качестве характерной особенности наличие слоя «веретенновидных вертикально ориентированных фосфоритовых конкреций», природу коих они не объясняли. Лишь В.Н. Силантьевым данные образования были определены как столбчатые строматолиты, а ниже по разрезу выявлены и пластовые [5].

Летом 2008 г. мы исследовали их на правом склоне долины р. Сухой Песчанки, в ее среднем течении, где они залегают на песках келловеев в составе оксфорд-киммериджской фосфоритонесущей пачки (2 м) [2, 3]. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд) по классификации М.Е. Раабен [4] относятся к пластовым, субгоризонтально слоистым, реже развиваются не крупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями. Мощность 0,15-0,2 м.

Строматолитовые постройки из верхнего слоя (верхний киммеридж) относятся к столбчатым неветвящимся строматолитам [4] и представляют собой субцилиндрические вертикальные столбики диаметром 5-20 см, высотой 20-35 см, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко отделяющиеся от вмещающего песка, включающего их фрагменты. Столбики венчаются пористой грибовидной светло-серой «шапочкой» (3-10 см), со сверлениями, комковато-слоистой текстурой и вертикальными бороздками. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и переполнены различной макрофауной с карбонатным скелетом и фосфатными ядрами. Сечения строматолитов с четкой слоистостью, неравномерной толщины 0,1-1 см, подчеркнутой цветом слоев. Они на 40-50% сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом (карбонат-фторапатит), в различной степени ожелезненным и загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и терригенным материалом алевритовой и мелкозернистой размерности, присутствуют нефосфатные минералы, среди которых преобладает глауконит (до 50%), размерами 0,05-0,2 мм. Наблюдается микроритмичность: нижний ритм сложен светлым слоем, верхний – темным (за счет органики), более плотным и с меньшей примесью. Среди биокластов преобладают спикиулы губок, присутствуют скелетные элементы иглокожих. Также отмечаются известковые водоросли, копролиты, редко радиолярии и фораминиферы.

Анализ морфологического разнообразия изученных построек строматолитов, фациальных особенностей отложений, а также сравнение их с современными строматолитами и, прежде всего, со сходными по морфологии биогермами бухты Шарк-Бей (Австралия), дало возможность смоделировать условия их образования. Они, вероятно, возникли примерно

в таких же условиях, то есть в теплой воде в жарком климате, на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики [7, 8], но с существенными поставками терригенного осадочного материала. В среднеюрское время с юго-востока через Прикаспийскую синеклизу со стороны океана Тетис начала развиваться широкая трансгрессия [6] и данная территория оказалась на перегибе склона, вероятно, в оксфорд-кимериджское время здесь существовали локальные выступы рельефа, на которых и формировались строматолиты. Во время образования нижнего слоя, строматолитовые постройки формировались в достаточно тиховодных условиях сублиторали, на ровном стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. Позже гидродинамический режим видимо резко изменился, усилилась терригенная седиментация и рост построек прекратился. Столбчатые строматолиты верхнего слоя, вероятно, возникли на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики (наличие фрагментов), с существенными поставками терригенного осадочного материала, возможно эолового происхождения, поступавшего в бассейн и отлагавшегося одновременно с нарастанием строматолитов. Обильный обломочный материал обуславливал разобщение строматолитовых построек, их столбообразную форму, что давало возможность сыпаться кластическому материалу с постройки в промежутки между ними. Режим постепенного медленного погружения и постоянное поступление осадочного вещества благоприятствовало росту биогермов до определенного момента, затем оно прекратилось, вероятно, из-за резкого обмеления, так как при этом нормальные слои перестают откладываться, микроструктуры становятся комковатыми, пористыми с вертикальными бороздками, иногда происходит полное прекращение роста биогерма [8]. Это находит свое подтверждение и в разрезе, где выше слоя столбчатых строматолитов венчающихся комковатыми грибовидными «шапочками» наблюдаются многочисленные желваки аналогичного комковатого строения.

Вероятнее всего, слойки обоих слоев сразу после отложения фосфатизировались путем бактериально опосредованного осаждения аморфного фосфата кальция, поскольку морская вода резко недосыщена фосфатами. Процесс минерализации происходил синседиментационно или во время самой ранней стадии диагенеза сразу после деградации и переработки органического вещества отмирающего микробного мата и захваченных распадающихся макрофаунистических остатков нарастающим сверху матом [9]. Это увеличивало концентрацию фосфатов и других ионов в иловых водах, что приводило к пересыщению и осаждению аморфного вещества, в дальнейшем подвергавшегося раскристаллизации до микрокристаллитов апатита и более крупных кристаллов франколита. Вероятно, этому также благоприятствовали жаркий аридный климат (содействовавший повышению концентрации фосфатов во время отлива), близость относительно глубоководной части бассейна (Прикаспийской

синеклизы) и связь с открытым океаном, что способствовало периодическим береговым апвеллингам и повышенной биопродуктивности.

Таким образом, можно говорить, что юрские строматолиты формировались путем бактериального осаждения, а также захвата и связывания осадочного материала и остатков макрофауны, поступающих на поверхность бактериального мата. Для формирования крупных строматолитовых построек в юре были необходимы следующие условия: 1. Локализация на выступах доюрского основания и их склонах. 2. Постепенное достаточно медленное погружение территории. 3. Литоральные и сублиторальные обстановки. 4. Достаточно обильные поставки осадочного материала.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Заварзин Г.А. Особенности эволюции прокариот // Эволюция и биоэкологические кризисы. М.: Наука, 1987. С. 144–158.
2. Малёнкина С.Ю. Вариации морфологии построек и минерального состава юрских строматолитов Восточно-Европейской платформы // Геология морей и океанов. Материалы XVIII международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: Геос. 2009. Т. 1. С. 232–236.
3. Малёнкина С.Ю. Осадочные процессы в юрских микробиальных сообществах Русской Плиты // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сессии в 2 т. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, Т. I. 2011. С. 157–162.
4. Раабен М.Е. Строматолиты // Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52–58.
5. Силантьев В.Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // ДАН СССР. М. 1989. Т. 308. № 5. С. 1197–1199.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606.
7. Dupraz, C., Visscher, P.T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats // Trends in Microbiology. 2005. V. 13. No. 9. P. 429–438.
8. 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.
9. Sánchez-Navas A., Martín-Algarra A. 2001. Genesis of apatite in phosphate stromatolites. European Journal of Mineralogy, 13 (2). P. 361–376.

The analysis of the morphological diversity of the studied Jurassic microbial buildings, as well as facies features and modern conditions favorable for the growth of the similar stromatolites, made it possible to reconstruct of their formation environment. For the development of relatively large stromatolite structures in the Jurassic were required: localization on pre-Jurassic basement ledges and slopes, the gradual rather slow dive territory, intertidal and subtidal conditions and fairly abundant supply of sedimentary material.

**Матуль А.Г., Саидова Х.М., Хусид Т.А., Чеховская М.П.,  
Оськина Н.С., Казарина Г.Х., Смирнова М.А., Корсун С.А.**  
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, [amatul@ocean.ru](mailto:amatul@ocean.ru))

**Позднечетвертичная палеоэкология СЗ части Северной  
Пацифики: микропалеонтология осадочного материала по  
проекту КАЛЬМАР**

**Matul A.G., Saidova Kh.M., Khusid T.A., Chekhovskaya M.P.,  
Oskina N.S., Kazarina G.Kh., Smirnova M.A., Korsun S.A.**  
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Late Quaternary paleoecology of the SW North Pacific:  
micropaleontological study of sediment material from the  
KALMAR project**

Цель работы – детальная информация по природным изменениям на северо-восточной окраине Евразии во время перехода от последнего оледенения к голоцену, когда происходило резкое глобальное потепление. Материалом для изучения микрофоссилий были колонки донных осадков, полученные в ходе экспедиции НИС «Зонне» в Берингово море по российско-германскому проекту КАЛЬМАР. Работа проводится в сотрудничестве с зарубежными коллегами из ИФМ-ГЕОМАР и Института полных и морских исследований им. А. Вегенера.

Колонка SO201-2-101 получена на северной приконтинентальной части хребта Ширшова и охватывает весь последний ледниковый цикл. По анализу верхних 3 м колонки, терминация I представлена двумя пиками накопления фораминифер, а записи диатомей и радиоларий не дают хороших результатов. Начат анализ осадков последнего межледникового для получения сравнительных данных с голоценом.

Колонка SO201-2-12 длиной 9 м с континентального склона западной Камчатки охватывает интервал терминации I и голоцена. Временное разрешение данных по микрофоссилиям составляет до 50-100 лет, поэтому можно проследить очень короткие изменения палеосреды, в частности, колебания содержания кислорода в придонной воде по комплексам бентосных фораминифер. Конец максимума последнего оледенения отмечен выразительными флуктуациями в поверхностной и подповерхностной продуктивности, отмеченными по распределению диатомей, радиоларий и планктонных фораминифер.

Microfossil data on the KALMAR sediment cores from the SW Bering Sea and Kamchatka slope give paleoecological information (oxygen conditions at the bottom, surface/subsurface productivity, etc.) on the last glacial cycle, and transition between the Last Glacial Maximum and Holocene.

**Найдина О.Д.**

(Геологический институт РАН, Москва, [naidina@ilran.ru](mailto:naidina@ilran.ru))

**Изменения природных условий северо-восточного региона моря Лаптевых во время постгляциальной трансгрессии по микропалеонтологическим данным**

**Naidina O.D.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Environmental Changes in the Northeast Laptev Sea region during the time of the Post-Glacial transgression based on micropaleontological data**

На севере Якутии сложное развитие природной среды пока не полностью восстановлено и поэтому послеледниковая история региона моря Лаптевых все еще находится в стадии изучения [1]. В рамках российско-германских проектов были массово опробованы осадки моря Лаптевых, получены множественные AMS  $^{14}\text{C}$  датировки и заново реконструированы этапы послеледникового повышения уровня моря [5, 6]. Основными центрами седиментации в ходе постгляциальной трансгрессии были подводные продолжения рек Лены, Хатанги, Анабара, Оленька и Яны.

По результатам комплексного микропалеонтологического (пыльца и споры наземных растений, цисты динофлагеллат и зеленых водорослей, диатомей, остракоды) исследования осадков радиоуглеродно-датированной колонки северо-восточного шельфа были получены новые данные о взаимодействии системы суша - шельф моря Лаптевых. Спорово-пыльцевая характеристика разреза представлена в работах [3, 10]. Анализ органикостенного фитопланктона в морских осадках колонки был выполнен Т.С. Ключиткиной [2, 12]; диатомей изучены Е.И. Поляковой [12], остракоды – А.Ю. Степановой [14].

Колонка расположена на внешнем шельфе на глубине 51 м и приурочена к мощным выходам голоценовых осадков в палеодолине р. Яна. Реконструкция палеогеографических условий основывается на детальной хронологии. Было подсчитано, что осадки накапливались с 11.3 по 5.3 тыс. лет назад (календарный возраст).

При реконструкции палеоклиматических условий региона данные спорово-пыльцевого анализа были сопоставлены с ранее полученными результатами по колонке, расположенной южнее на глубине 27 м [9]. Для сравнения привлекались также результаты палинологического изучения озерных отложений из AMS-датированного разреза оз. Каменистое в дельте Лены [11].

Ранее установлено, что современные пыльцевые дожди над морскими акваториями отражают интегрированные данные о растительности прилегающей суши и поэтому дают представление о климате обширных

регионов. Аэрозоли над морем Лаптевых, изучавшиеся В.П. Шевченко [4, 13], содержат множество зерен пылицы и спор наземных растений. Выявлено, что пыльца и споры поступают в морские поверхностные осадки также в основном за счет эолового переноса [4, 8].

Таксономическое разнообразие пылицы и спор, обнаруженное в морских осадках колонки, типично для растительности высоких широт. Сравнение полученных спорово-пыльцевых диаграмм голоцена показало, что в зависимости от климатических условий прилегающей к морю суши были распространены то осково-разнотравные, то кустарниковые тундры и лесотундры. Пыльцевые диаграммы свидетельствуют об относительно большом количестве дальнепереносной пылицы хвойных, представленных диплоидным и гаплоидным подродом *Pinus*. По данным СЭМ-анализа установлено, что доминирует пыльца *Pinus sylvestris* и *P. pumila*.

Сопоставление с наземными и озерными (растительность и пыльца) данными по региону показывает, что возрастание приноса древесной пылицы на шельф совпадает с миграцией линии леса к северу после 9 тыс. лет назад [7]. По пыльцевым данным построены палеоклиматическая кривая и график отклонения средней температуры июля от современных значений. В основу палеоклиматических реконструкций положена статистическая связь современных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями.

Сравнение результатов изучения наземных пыльцевых данных и водных палиноморф, диатомовых водорослей и остракод свидетельствует о перестройке природных условий на суше и на шельфе моря Лаптевых в диапазоне 11.3 – 10.3 тыс. лет назад. На суше в это время наблюдается чередование ландшафтов разнотравных и кустарниковых тундр, а на шельфе развивается эстуарный опресненный бассейн с сильным влиянием речного стока и проникновением североатлантических вод. Постепенное потепление и увлажнение климата в интервале времени от 9.1 до 8.6 тыс. лет назад способствовало формированию ландшафта лесотундры. В это время развивалась максимальная стадия трансгрессии моря - на шельфе регистрируются активное проникновение североатлантических вод и возрастание солености, что свидетельствует о смещении к югу устья р. Яны.

Динамика изменения растительных сообществ, климата и палеосреды моря отражена в таблице. Установленный интервал тепла по морским осадкам может ассоциироваться с раннеголоценовым оптимумом, который прослеживается в западном и восточном секторах Арктики.

*Настоящая работа частично выполнена благодаря поддержке российско-германской Лаборатории им. О. Шмидта.*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на североазиатском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и



- история развития / Ред. Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й., Полякова Е.И., Тимохов Л.А., Фролов И.Е. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373-383.
2. Ключевиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 6. С. 911-921.
3. Найдина О.Д. Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14. № 3. С. 113-125.
4. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П. и др. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Ред. Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й., Полякова Е.И., Тимохов Л.А., Фролов И.Е. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 150-172.
5. Bauch H.A., Kassens H.A., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // *Boreas*. 1999. V. 28. № 1. P. 194-204.
6. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planet. Change*. 2001. V. 55. № 3. P. 125-139.
7. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski K.V. et al. Holocene treeline history and climatic change across northern Eurasia // *Quaternary Res.* 2000. V. 53. P. 302-311.
8. Matthiessen J. Distribution of palynomorphs in surface sediments from the Ob and Yenisei estuaries (Kara Sea, Arctic Ocean) // *Rep. Polar Res.* 1999. V. 300. P. 222-235.
9. 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.
10. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary International*. 2011. V. 229. P. 84-88.
11. Pisarc M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A. et al. The late-glacial and post-glacial vegetation history of the north-western limits of Beringia based on pollen, stomate and tree stump evidence // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 235-245.
12. 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 // *Global and Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 208-222.
13. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Kuptzov V.M. et al. The composition of aerosols over the Laptev, the Kara, the Barents, the Greenland and the Norwegian sea // *Rep. Polar Res.* 1995. V. 176. P. 7-16.
14. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // *Global and Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 223-251.

Data on the interaction of the land-sea system have been obtained based on complex micropaleontological analysis (pollen and spores of terrestrial plants, cysts of dinoflagellates, green and diatom algae, ostracodes) and the SEM analysis of sediments from the core drilled on the Laptev Sea's eastern shelf (the Yana River paleovalley, 51 m water depth) and dated by the AMS- method. On the basis of pollen assemblages, climatic fluctuations and related changes in vegetation on the adjacent land can be recognized for the early Holocene. In the interval of 9.1-8.6 cal. ka BP climate was increasingly humid and warm. The part of this research was supported by the Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Sciences.

## Напреенко-Дорохова Т.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, Калининград, dorokhova\_tv@yahoo.com)

### Отражение литориновой стадии Балтийского моря в спорово-пыльцевых спектрах донных осадков

#### Борнхольмской впадины

Naapreenko-Dorokhova T.V.

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Kaliningrad)

### Reflection of the Baltic Sea Littorina Stage in the pollen spectra of the bottom sediments in the Bornholm Basin

В настоящей работе представлены предварительные результаты палинологического исследования колонки POS 303770 из Борнхольмской впадины (рис. 1), отобранной на глубине 91 м во время экспедиции Института исследований Балтийского моря им. Лейбница (Варнемюнде, Германия) на борту научно-исследовательского судна «Посейдон» (2005 г.) в рамках проекта BONUS INFLOW. Результаты сравнивались с имеющимися данными (колонки Sh-1303 и Sh-1304), полученными в экспедиции Атлантического отделения института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на борту научно-исследовательского судна «Шельф» в 1984 году [1].

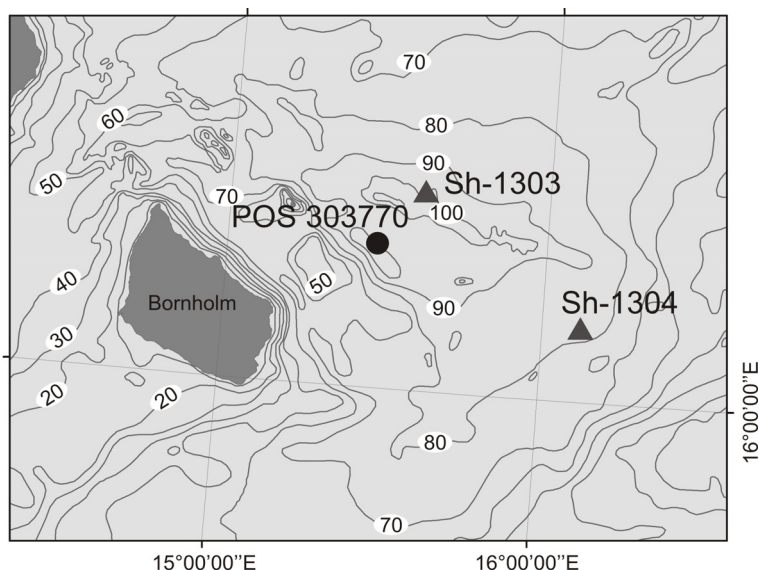


Рис. 1. Местоположение сравниваемых колонок

Анализ построенной для колонки POS 303770 спорово-пыльцевой

диаграммы (рис. 2) позволил выявить, что накопление исследуемых осадков происходило на протяжении трёх периодов — атлантического, суббореального и субатлантического, а нижние горизонты содержат палиноспектры, характерные для границы бореального и атлантического периодов. Таким образом, накопление исследуемых осадков началось во время литориновой стадии Балтийского моря.

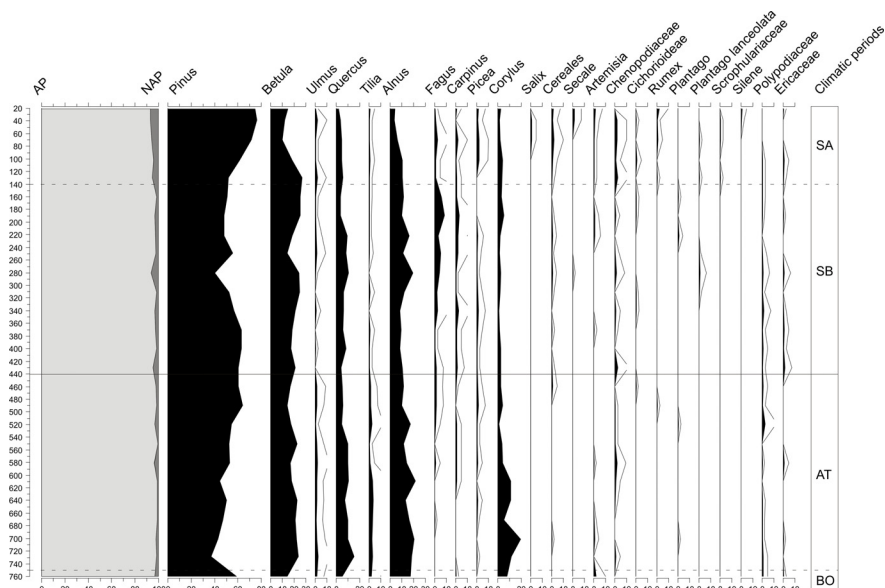


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки POS 303770

При сравнении трёх спорово-пыльцевых диаграмм рассматриваемых колонок выявлен общий характер развития для пыльцевых спектров большинства растений.

В атлантический период на исследуемых диаграммах уменьшается количество пыльцы сосны и на протяжении всего периода наблюдается большое количество пыльцы лещины, дуба, ольхи, липы и вяза. Пыльца бука и граба присутствует в незначительном количестве и не образует непрерывных палиноспектров на протяжении всего периода. Палинокомплексы атлантического периода свидетельствует о явном преобладании широколиственных лесов на прилегающих территориях.

В суббореале на всех диаграммах заметно уменьшается количество пыльцы вяза, липы и лещины, по сравнению с предыдущим периодом. Количество пыльцы дуба и ольхи существенно не изменилось. На диаграмме колонки POS 303770 наблюдается достаточно высокое процентное

содержание пыльцы бука и граба по сравнению с атлантическим и субатлантическим периодами. В то время как, на диаграмме колонки Sh-1303 отмечается незначительное количество пыльцы бука и граба, а на диаграмме колонки Sh-1304 встречаются лишь единичные зёрна пыльцы этих пород, что может быть связано с большей отдалённостью этих колонок от суши. Представленные палинокомплексы указывают на сокращение площади широколиственных лесов в суббореале.

Субатлантическое время на всех диаграммах маркируется общим увеличением количества пыльцы сосны и ели. На диаграмме колонки POS 303770 наблюдается увеличение процентного содержания пыльцы травянистых растений. Для субатлантического периода характерно нарастающее увеличение антропогенного воздействия на ландшафты, что выражается в появлении и постепенном увеличении пыльцы травянистых растений, в частности злаков. На диаграммах колонок Sh-1303 и Sh-1304 пыльца травянистых растений не обнаружена. Однако на спорово-пыльцевой диаграмме колонки Sh-1304 отмечено высокое процентное содержание спор мхов и папоротников, чего не наблюдается на диаграмме колонки Sh-1303, а на диаграмме колонки POS 303770 присутствуют лишь единичные споры папоротников. Анализируя спорово-пыльцевые диаграммы, можно отметить, что в субатлантике облик растительного покрова постепенно приближается к современному с преобладанием сосново-берёзовых лесов с незначительной примесью ольхи, ели и широколиственных видов.

В соответствии с палинostrатиграфическими данными произведена оценка скорости осадконакопления колонки POS 303770. В атлантическом периоде скорость осадконакопления составляла 119 см/1000 лет, в суббореальном – 150 см/1000 лет, а в субатлантическом – 47 см/1000 лет. Мощность осадков колонки POS 303770 составляет 760 см, в то время как мощность осадков в сравниваемых колонках около 200 см. Однако палинокомплексы трёх диаграмм соответствуют одинаковым климатическим периодам, что указывает на разную скорость осадконакопления. Средняя скорость осадконакопления для исследуемой колонки составляет около 99 см/1000 лет, что приблизительно в 3-5 раз выше, чем в ранее изученных колонках центральной части Борнхольмской впадины (PSh-2545, PSh-2560) [1]. Возможно, это связано с тем, что колонка POS 303770 находится у подножия подводного поднятия Христиансё, в связи с чем, происходило поступление осадочного вещества со склонов поднятия. Кроме того, изучаемая колонка находится на пути придонных взвесенасыщенных контурных течений [1], которые приносили осадочный материал. Колонки PSh-2545 и PSh-2560 были отобраны к северо-востоку от подножия подводного поднятия Христиансё и не лежали на пути придонных взвесенасыщенных течений.

Дальнейшее комплексное изучение колонки POS 303770 позволит дать более детальную оценку палеоэкологических условий в центральной части

Борнхольмской впадины.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №11-05-90753-моб\_ст).*

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Geology of the Bornholm Basin // edited by E. Emelyanov at all. Dept. of Earth Sciences, Aarhus University, 1995. 236 p.

New data on palaeoenvironment (vegetation and climate) in the area of Bornholm Basin were obtained after processing the bottom sediments from core POS 303770 by means of pollen analysis. The outcomes had been compared with such data provided for the bottom sediments from south-west Baltic (cores PSh-1303 and PSh-1304). All three diagrams show similar environment formation in this region during Littorina Stage. More than that, sediments rates for investigated core were calculated and compared with available data. The sediments rate of investigated core was higher than sediments rates of available data about three times.

**Овсепян Е.А.<sup>1</sup>, Мурдмаа И.О.<sup>1</sup>, Алексеева Т.Н.<sup>1</sup>, Макс Л.<sup>2</sup>,  
Ритдорф Я.-Р.<sup>3</sup>, Нюрнберг Д.<sup>3</sup>, Тидеманн Р.<sup>2</sup>,  
Горбаренко С.А.<sup>4</sup>, Малахов М.И.<sup>5</sup>, Босин А.А.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, ameli\_cat@mail.ru;

<sup>2</sup>Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия;

<sup>3</sup>Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия;

<sup>4</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, <sup>5</sup>Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия)

**Палеоокеанологические условия на хребте Ширшова, в западной части Берингова моря, в течение Терминаций I и II**

**Ovsepyan E.A.<sup>1</sup>, Murdmaa I.O.<sup>1</sup>, Alekseeva T. N.<sup>1</sup>, Max L.<sup>2</sup>,  
Riethdorf J.-R.<sup>3</sup>, Nürnberg D.<sup>3</sup>, Tiedemann R.<sup>2</sup>, Gorbarenko  
S.A.<sup>4</sup>, Malakhov M.I.<sup>5</sup>, Bosin A.A.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; <sup>3</sup>IFM-GEOMAR, Kiel, Germany; <sup>4</sup>POI FEB RAS, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch RAS, Vladivostok, Russia, <sup>5</sup>North-East Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia)

**Paleoceanographic conditions on the Shirshov Ridge, western Bering Sea, during Terminations I and II**

Комплексы бентосных фораминифер (БФ), гранулометрический состав и содержание хлорина в осадках изучены в интервалах Терминаций I и II в колонке SO201-2-85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м) длиной 18 м, поднятой с хребта Ширшова в западной части Берингова моря в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР в 2009 г. Предварительная возрастная модель колонки основана на изотопно-геохимических и магнитостратиграфических данных и подтверждена масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками для верхней части разреза.

Проведенный факторный анализ процентного содержания видов БФ показал, что изменчивость видового состава комплексов определяется двумя факторами. Фактор 1 характеризуется видами *Alabaminella weddellensis* и *Islandiella norcrossi* и описывает комплекс суровых условий ледникового. Главными видами фактора 2 являются индикаторы высокой продуктивности и пониженного содержания кислорода *Bolivina seminuda* и *Bulimina tenuata*.

Вариации интенсивности вентиляции придонных вод были реконструированы на основе изменчивости процентного содержания кислородозависимых групп БФ (оксидной, субоксидной Б, субоксидной В и дизоксидной), выделенных в соответствии с толерантностью к содержанию

кислорода по методике Кайхо [33] и имеющимися литературными данными об экологии встреченных в колонке видов [1].

Начало Терминации I (ТI: 0 – 160 см) характеризуется высокой биопродуктивностью поверхностных вод, восстановленной по пикам суммарной численности ПФ [4]. В интервале ранней фазы Терминации II (ТII: 1220 – 1420 см) также зафиксированы два пика суммарной численности ПФ и БФ на 1336 и 1356 см, что свидетельствует о наступлении благоприятных условий для развития фауны фораминифер при переходе от оледенения к межледниковью. Благоприятные условия в начале ТI и ТII, вероятно, были связаны с началом перестройки циркуляции Берингова моря в связи с таянием льда и подъемом уровня моря и с удлинением летнего сезона. Наличие в интервалах ранней фазы ТI и ТII неокатанных и слабоокатанных обломков пород указывает на распространение как айсбергов, так и морских льдов в западной части Берингова моря. Преобладание оксидной и субоксидной группы БФ свидетельствует о хорошей вентиляции придонных вод в конце изотопно-кислородных стадий (ИКС) 2 и 6.

При переходе к основной фазе ТI ледниковый комплекс (фактор 1) полностью замещается послеледниковым (фактор 2). Пики содержания хлорина и численности БФ и ПФ указывают на обилие пищи на дне в интервалах потепления бёллинг/аллерёд и раннем голоцене. Это связано с благоприятными условиями для развития фитопланктона в условиях глобального таяния ледниковых щитов в Северном полушарии, сбросом в Мировой океан больших объемов талых вод и установлением устойчивой стратификации вод. Высокая доля субоксидной группы БФ в первую половину бёллинга/аллереда свидетельствует о хорошей вентиляции придонных вод. Доминирование дизоксидной группы во второй половине этапа потепления и в раннем голоцене отражает низкое содержание кислорода на границе вода-осадок.

В интервале позднего голоцена отмечено высокое содержание радиолярий и раковин БФ, что предполагает высокую продуктивность поверхностных вод и насыщение поверхностных вод кремнеземом. Присутствие материала ледового разноса и повышение содержания песчано-алевритовых фракций отражают интенсификацию процессов ледового и/или айсбергового разноса в позднем голоцене. Отсутствие раковин ПФ указывает на усиление растворения в конце ИКС 1.

В осадках основной фазы ТII (ИКС 5.5) выявлено полное отсутствие раковин как ПФ, так и БФ, наряду с обилием радиолярий и диатомовых водорослей [2], а также с повышенным содержанием хлорина. Резкий пик содержания песчано-алевритовых фракций отражает более интенсивный процесс ледового и/или айсбергового разноса в интервале ИКС 5.5, чем в конце ИКС 1. Скорее всего, отсутствие раковин фораминифер связано именно с сильным разбавлением осадка терригенной составляющей. Однако



усиление процессов растворения раковин также могло иметь место в интервале основной фазы ТII.

*Работа выполнена в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР при финансовой поддержке проектов OSL-10-14 и OSL-11-11 Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта, проектов РФФИ 11-05-01000 и 10-05-00160, а также Программы фундаментальных исследований Президиума РАН N21 "Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология".*

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Bubenshchikova N., Nurnberg D., Lembke-Jene L., Pavlova N. Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: Faunal composition, standing stocks and microhabitats // Marine Micropaleontology. 2008. V. 69. P. 314–333. doi: 10.1016 / j.marmicro.2008.09.002.
2. Cherepanova M.V., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I., Nürnberg D. Diatom stratigraphy and paleogeography of the Western Bering Sea over the past 170 ka // Abstracts of the KALMAR Workshop, Germany, Trier, 2011. P. 31-32.
3. Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719-722.
4. Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Alekseeva T.N., Bosin A.A. Glacial – interglacial environmental changes on the Shirshov Ridge, Western Bering Sea: micropaleontological and sedimentary records from Core SO 201-2-85KL // Abstracts of the KALMAR Workshop, Germany, Trier, 2011. P.89-91.

Foraminiferal assemblages, grain size distribution and chlorine content are studied in the core SO201-2-85KL retrieved from the Shirshov Ridge, western Bering Sea, during Terminations I and II. High bioproductivity, strong bottom water ventilation and drifted sea ice and/or icebergs are suggested for early stages of TI and TII. A two-step rise in bioproductivity and corresponding weakening of bottom-water ventilation are typical for the main phase of TI. Terrigenous input was stronger during MIS 5.5 than during MIS 1. Enhanced siliceous primary production is inferred from high amount of radiolarians and diatoms during the last interglacial and the Holocene.

**Плетнев С.П.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, [pletnev@poi.dvo.ru](mailto:pletnev@poi.dvo.ru))

## **Температурный режим Японского моря и прилегающих районов в плейстоцене**

**Pletnev S.P.**

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

## **Temperatures' regime of the Japan Sea and surrounding regions in Pleistocene**

Детальная запись плейстоценовых температурных изменений по керну скв. 798 ODP в Японском море [2] позволяет считать их уникальными для всей северо-западной части Тихого океана. Полученная кривая изменений среднегодовой температуры была сопоставлена с палеоклиматическими данными по прилегающим акваториям и окружающей суши, что позволило оценить амплитуду разновозрастных изменений климата по широтному траверсу: континентальное Приморье - окраинное Японское море - Тихий океан (кern скв. 579 и 580 DSDP). Тихоокеанские скважины заложены чуть восточнее о-ва Хонсю в зоне действия теплого течения Куроисио. Корреляция палеоклиматической изменчивости по времени калибруется магнитными эпохами и событиями. Нижняя граница плейстоцена и плиоцена рассматривается в прежнем объеме, до 2009 г, и проходит по кровле магнитного события Олдувей с возрастом 1,66 млн. лет.

Сопоставление плейстоценовых температурных кривых позволило сделать ряд палеогеографических выводов. На температурной кривой по Японскому морю ритмика климатических изменений, свойственная плейстоцену, проявилась на более раннем этапе (1,4-1,2 млн. лет) по сравнению с тихоокеанскими кривыми (около 1 млн. лет) и по Приморью (0,9 -1,0 млн. лет). Метахронность между окраинным бассейном и океаном была обусловлена раскрытием мелководного Корейского пролива в период 1,4-1,2 млн. лет и дальнейшей пульсацией через него притока теплых тихоокеанских вод с юга, который контролировали гляциоэвстатические колебания.

Число температурных минимумов (7-8) в Японском море за последний миллион лет хорошо совпадает с количеством криохронов в Тихом океане и ледниковых эпох на Русской равнине. Меньшее число похолоданий (6) фиксируется в Приморье, что было вероятно обусловлено меньшей представительностью материала и детальностью климатических построений для ранних эпох плейстоцена по мозаичным геологическим разрезам [1].

Амплитуда среднегодовых температурных экстремумов в теплые и холодные эпохи снижается от Приморья в сторону океана. Если в рисское время в пределах 38-43 градуса северных широт на суше она составляла 10-

12 градусов, в Японском море и Тихом океане она соответственно равнялась 6-8 и 4 градусам. Еще большая разница отмечена между теплыми и холодными сезонами в Приморье, когда январские значения температур оцениваются как минус 20-23 и августовские - плюс 2-3 градуса для этого времени [1].

Пространственно-временный анализ температурных изменений в Японском море и смены палеоландшафтов Приморья, Сахалина, Западного Приохотья в позднем кайнозое показал, что на фоне глобальных изменений климата происходили мощное меридиональное перемещение водных (с юга теплым Цусимским течением и холодным Приморским течением с севера) и воздушных масс (миграцией субарктического фронта). В холодные эпохи плейстоцена усиливались меридиональная составляющая, а в теплые эпохи океанизация климата смягчала холодные сезоны

Таким образом, трансформация природной среды Японского и Охотского морей происходила согласно общей тенденции глобального природного процесса. В первую очередь среда этих водоемов определялась динамикой западного переноса воздушных масс. Особенно это зависимость наиболее ярко проявилось в позднем кайнозое, когда на всей восточной окраине Азии установился муссонный тип атмосферной циркуляции с выраженной холодной зимой и теплым летом. На гидроклиматическую обстановку Японского моря большое влияние оказывала связь с Тихим океаном. Ее ослабление приводило к сокращению притока теплых тихоокеанских вод и усиливало процесс охлаждения акваторий на фоне общих похолоданий. И наоборот, в термохроны усиливалась активность теплых течений, что благоприятно сказывалось на климатической обстановке прибрежных территорий.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен). Владивосток, 1996. 54 с.
2. Плетнев С.П., Суханов В.В. Динамика сообщества планктонных фораминифер в Японском море за последние два миллиона лет // Океанология. 2006. Т. 46. № 5. С. 695-705.

Pleistocene paleoclimatic and paleolandscape reconstruction's were made on the base of complex study of the sections for Far East South, the Japan Sea and Pacific Ocean. Reconstruction of paleogeographical events in detail was established for some datum planes. Ocean influence role increased during warm stages, continental influence-in cold stages. Ocean-continental interaction was more active within zone from 38° to 54° N. Some paleoclimatic changes during transgression and regressions were considered. Early-Middle Pleistocene maximum transgressive phases and climatic optimums were asynchronous in some case.

**Разжигаева Н.Г.<sup>1</sup>, Ганзей Л.А.<sup>1</sup>, Гребенникова Т.А.<sup>1</sup>,  
Иванова Е.Д.<sup>1</sup>, Кайстренко В.М.<sup>2</sup>, Харламов А.А.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tig.dvo.ru,

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,

victor@imgg.ru, <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, harl51@mail.ru)

### **Изучение осадков современных цунами и критерии выделения цунамигенных фаций**

**Razzhigaeva N.G.<sup>1</sup>, Ganzey L.A.<sup>1</sup>, Grebennikova T.A.<sup>1</sup>,  
Ivanova E.D.<sup>1</sup>, Kaistrenko V.M.<sup>2</sup>, Harlamov A.A.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok,

<sup>2</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk, <sup>3</sup>Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

### **The study of modern tsunami sediments and criteria of tsunamigenic facies selection**

Для интерпретации данных по отложениям палеоцунами важно изучить особенности осадконакопления современных крупных цунами. Анализ структурно-вещественного состава и определение биофоссилий осадков Шикотанского (1994 г., острова Шикотан, Юрий, Кунашир), Индонезийского (2004 г., острова Симелу, Суматра) и Симуширского (2006 г. острова Симушир, Матуа, Расшуа, Рыпонкича) цунами позволили выявить закономерности формирования осадков цунами [1, 2, 3].

Во время прохождения цунами осадконакопление на разных участках побережья имеет существенные различия, обусловленные особенностями трансформации волны на берегах разной конфигурации, геолого-геоморфологическим строением подводного берегового склона и зоны затопления. Одним из факторов, влияющих на осадконакопление, являются разнонаправленные косейсмические движения (поднятие и опускание территории), которые изменяют ход эрозионно-аккумулятивных процессов во время прохождения волн.

Даже на небольшой территории одно и то же цунами приводит к накоплению осадков разнообразного состава. Зона осадконакопления, как правило, не достигает линии максимального заплеска. Осадки имеют покровное залегание, мощность слоя зависит от интенсивности волны и объема эродированного материала, который затем переотлагается. Ведущая роль в осадконакоплении принадлежит прямому потоку, а от хода обратного потока зависит сохранность осадка. Изучение последствий Индонезийского цунами показало, что протяженные покровы осадков (мощностью до 24 см) образуются при заплесках цунами более 8 м [1]. При заплесках волн до 3–5 м материал накапливается полосами и пятнами, заполняя небольшие неровности микрорельефа. Активному осаджению

материала из придонного слоя способствуют преграды даже небольшого размера. Как правило, зона максимального накопления осадков находится на некотором удалении от береговой линии. Гранулометрический состав осадков довольно разнообразен даже в пределах одного острова, зависит от особенностей прохождения цунами и во многом унаследован от источников питания. Если размывается пляж и терраса, то цунамигенный осадок хорошо сортирован, если поставляется материал с подводного склона полузакрытых бухт, сортировка хуже. Минералогический состав осадков цунами также подтверждает разные источники материала. При удалении от уреза воды осадок становится тоньше, существенно сокращается примесь грубых фракций. В некоторых случаях улучшается сортировка материала. При заплесках волн до 3–5 м, когда зона эрозии ограничена верхней частью берегового склона, пляжем и древними штормовыми валами, цунами откладывает хорошо сортированные пески, близкие по структуре к осадкам пляжа и осушки, их структурные характеристики выдержаны по профилю с сохранением размерности модальных фракций. В зоне максимального заплеска увеличивается примесь алеврита. Сходство структурных характеристик осадка по профилям может являться одним из признаков для корреляции одновозрастных слоев в геологических разрезах и служить информативным критерием при реконструкции палеоцунами. В тропической зоне цунамигенные осадки более разнородны по структуре на участках активного разрушения коралловых рифов. В Индонезии на поверхности цунамигенных песков обнаружены корки с высоким содержанием пелита (до 70%), которые образовывались при длительном стоянии морской воды, преобладают частицы 1–5 мкм. В отдельных случаях в вертикальном профиле таких осадков могут быть зафиксированы следы прохождения нескольких волн: последовательно накапливались серии, в основании которых выходят грубозернистые пески, переходящие в мелкозернистые и алевропелитовые илы. На о-ве Симелу обнаружено до 6 таких серий. На о-ве Шикотан сравнение характеристик осадков Шикотанского и других исторических цунами свидетельствует о сходстве ситуаций (хода эрозионно-аккумулятивных процессов) на конкретных участках побережья при прохождении близких по интенсивности волн, захватывающих материал из одних источников [2, 4].

В осадках современных цунами обнаружены солоновато-водные и морские сублиторальные, неритические и океанические диатомеи. На участках берега, где происходила активная эрозия, створки сильно изломаны. В районе развития песчаных аккумулятивных форм створки диатомей сохранились лучше. Как правило, преобладают бентические прибрежно-морские формы, неритические и океанические встречаются единично. Обилие диатомей, обитающих в прибрежной зоне моря, свидетельствует о том, что волна в основном захватывает материал с мелководья. Пресноводные комплексы в осадках цунами не только

характеризуют вмещающие отложения, но и могут фиксировать поступление материала из пресноводных водоемов, через которые проходила волна.

Поступление морской воды резко меняло гидрохимическую и, как следствие, экологическую обстановку в болотах, что фиксируется в составе комплексов пресноводных диатомей. После прохождения цунами диатомовая флора, типичная для кислых болотных условий (с преобладанием ацидофилов и ацидобионтов) сменялась диатомеями, характерными для нейтральных и щелочных обстановок. В диатомовых комплексах преобладающими становятся циркумнейтральные формы, алкалифилы и алкалибионты, эти виды продолжали свое развитие некоторое время и после прохождения цунами

В осадках Симуширского цунами найдены единичные бентосные фораминиферы, включая глубоководные виды, фрагменты раковин остракод, многочисленные мелкие обломки ракушки, мшанок, спикулы губок, фрагменты мелких морских ракообразных, иглы и обломки панцирей морских ежей. В осадках Индонезийского цунами среди фораминифер преобладают рифовые и сублиторальные виды, при высоте цунами более 8 м отмечены виды, обитающие на внешнем шельфе и бровке континентального склона [1].

При изучении палеоцунами одной из актуальных задач является выявление отличий осадков цунами от других прибрежно-морских фаций, в первую очередь от осадков сильных штормов, сопровождавшихся нагонами. Изучение осадков экстремальных штормов, связанных с прохождением глубоких циклонов в районе Малых Курил в 2006–2007 гг., показало, что характер штормового осадконакопления существенным образом отличается от осадконакопления во время прохождения цунами, в первую очередь из-за разных соотношений длины и высоты волн [5]. Несмотря на большую высоту, короткопериодные штормовые волны оставляют сплошные покровы осадков, протягивающиеся узкой полосой за границей зоны пляжа и первого штормового вала. Цунами в условиях дефицита обломочного материала в береговой зоне, как правило, не образуют сплошных покровов, осадки 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-ве Шикотан пески встречались на расстоянии до 470 м от береговой линии. Мощность покрова штормовых осадков значительно больше (0,5–0,7 м), 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-ве Шикотан показало, что штормовые осадки существенно грубее, часто содержат примесь гравия (до 66%), практически 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 в 1959 г. тайфуна Миякодзима (Miyakojima) на юго-западном побережье Хоккайдо [6]. Осадки штормов и цунами наиболее сильно различаются в бухтах, где подается грубый материал с бортов, здесь осадки штормов хуже сортированы по сравнению с цунамигенными песками (бухта Димитрова). В крупных бухтах с широким песчаным пляжем (бухта Церковная) гранулометрический состав осадков штормов и цунами почти аналогичен, осадки цунами имеют более уплощенные 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 различается: цунами в отличие от штормов захватывает больше материала с подводного берегового склона.

Изучение осадков современных и палеоцунами показало, что их состав зависит не только от параметров и особенностей прохождения волны, но и от строения побережья – конфигурации береговой линии, литодинамической ситуации, развития аккумулятивных форм и т.п. Осадки цунами имеют наибольшее сходство с материалом источников, при размыве которых захватывалось большее количество материала, по структурному и минеральному составу осадка можно судить, какая зона подвергалась размыву.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00497. Экспедиционные работы выполнялись в рамках Курильского Биокомплексного Проекта (NSF grant #0508109, руководитель Ben Fitzhugh) и при поддержке РФФИ, гранты, 09-05-10006; 10-05-10052.*

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Иванова Е.Д., Кайстренко В.М. Особенности осадконакопления во время цунами 26 декабря 2004 года на севере Индонезии (о. Симелу, побережье в районе г. Медана о. Суматра) // Океанология. 2006. № 6. С. 929-945.
2. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Ильев А.Я., Кайстренко В.М. Осадки цунами Шикотанского землетрясения 1994 г. // Океанология. 2007. Т. 47, № 4. С. 622-630.
3. 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 // Pure and Applied Geophysics. 2009. V. 166, N 1-2. P. 3-36.

4. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Ильев А.Я., Кайстренко В.М. Геологическая летопись палеоцунами на о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 2. № 4. С. 50-66.
5. 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. 2010. Т. 50, № 3. С. 458-467.
6. Nanayama F., Satake K., Furukawa R. et al. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kurile trench // Nature. 2003. V. 424. P. 660-663.

It is important to study sediment characteristics of modern large tsunami for interpretation of the paleotsunami deposits data. Analysis of the structural, grain-size and chemical composition and determination of biofossils from sediments of Shikotan tsunami (1994), Indonesia tsunami (2004) and Simushir tsunami (2006) revealed to identify specific features in the tsunami sediments formation.



**Рубан Д.А.**

(Геологический факультет, Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, ruban-d@mail.ru, ruban-d@rambler.ru)

**Новые данные об отложениях маэотического обрывистого побережья Танаисского палеозалива Восточного**

**Паратетиса**

**Ruban D.A.**

(Geology and Geography Faculty, Southern Federal University, Rostov-na-Donu)

**New data on deposits of the Maeotian cliffed coast of the Tanais palaeobay, the Eastern Paratethys**

Изучение процессов осадконакопления вдоль абразионных берегов является в настоящее время одним из приоритетных направлений морской геологии [1–4 и др.]. Если современные отложения скалистых и обрывистых побережий изучены удовлетворительно, то этого, к сожалению, нельзя сказать об их древних аналогах. Информация о последних обобщена в сводных работах М. Джонсона [5, 6]. Сведения о конкретных разрезах, в которых представлены эти отложения, также рассеяны в немногочисленных публикациях [3, 7, 8 и др.]. Однако число таких разрезов, в целом, невелико, что следует связывать не столько с неполнотой осадочных последовательностей, сколько с трудностями идентификации и корректного фациального истолкования отложений, накапливавшихся вдоль абразионных берегов. В этой связи информация о любом новом разрезе таких отложений имеет большое научное значение.

Разрез верхнемиоценовых отложений "Мержаново" расположен на северном побережье Таганрогского залива Азовского моря вблизи одноименного поселка на юго-западе Ростовской области. Он подробно охарактеризован в более ранних работах автора [9, 10]. Его детальное изучение в 2010–2011 гг. позволило выявить ряд литологических особенностей, на основании которых может быть сделан вывод о наличии в этом разрезе отложений, сформировавшихся на обрывистом побережье. Эти новые данные и их интерпретация представлены в настоящей работе.

В восточном фрагменте разреза "Мержаново" на среднесарматских известняках (здесь и далее возраст надежно установлен на основании изучения двустворчатых моллюсков) несогласно залегают 2 слоя крупнообломочных пород общей мощностью 0,25 м, которые согласно перекрываются пачкой позднемаэотических органогенно-детритовых известняков. В нижнем из указанных слоев крупнообломочных пород (мощность 0,10 м) представлена галечно-щебенчатая конглобрекция. Некоторые обломки уплощены и местами наблюдается их ориентировка, субпараллельная хорошо проявленной слойчатости. Распределение обломков в породе неравномерное. Размер обломков галечной размерности

близок к 1 см. Среди обломков как галечной, так и гравийной размерности встречаются окатанные и угловатые. Однако, угловатые обломки преобладают во фракции 0,1-1 см. В верхнем из указанных слоев крупнообломочных пород (мощность 0,15 м) представлен галечный конгломерат, в составе которого преобладают хорошо сортированные обломки размером 3-7 см. Некоторые обломки уплощены и местами наблюдается их ориентировка, субпараллельная напластованию, хотя слойчатость в данном слое проявлена неотчетливо. Распределение обломков в породе равномерное. Среди обломков как галечной, так и гравийной размерности встречаются окатанные и угловатые. В обломках обоих слоев представлены среднесарматские известняки, залегающие ниже по разрезу. В породах, слагающих оба слоя, соотношение обломочной составляющей и цемента близко к 50:50 %. Количество обломков, однако, выше в верхнем слое. Количество цемента в нижнем слое настолько велико, что данная порода может быть также определена (по преобладающему компоненту) как органогенно-детритовый известняк. Как в галечно-щебенчатой конглобрекции, так и в галечном конгломерате цементирующая масса представлена перекристаллизованными раковинами двустворчатых моллюсков рода *Congeria* и их фрагментами. Биогенный материал распределен хаотично, хотя часто отмечается ориентировка раковин, субпараллельная напластованию. Количество целых, т.е. неповрежденных раковин больше в слое 1. В слоях отмечаются многочисленные полости, часть которых заполнена оолитами (последние, вероятно, сформировались уже на стадии диагенеза по типу спелеотем). В целом, количество и размер обломков увеличиваются от нижнего к верхнему слою одновременно с увеличением степени дробления раковин.

Возраст крупнообломочных пород в разрезе "Мержаново" без труда устанавливается по малакофауне. Здесь встречены представители *Congeria* (*Mytilopsis*) *panticapaea panticapaea* Andrussov и *C. (Andrusoviconcha) amygdaloides navicula* Andrussov. Большая численность первого подвида свидетельствует о том, что данные отложения относятся к середине верхнемэотического (акманайского) подъяруса. В вышележащих органогенно-детритовых известняках преобладает второй из указанных подвигов, что указывает на более молодой возраст (вторая половина позднего мэотиса).

Формирование конглобрекций и конгломератов, в составе которых присутствует большое количество угловатых обломков, свидетельствует об абразионной деятельности моря, которое размывало в той или иной степени высокий берег, слагаемый среднесарматскими известняками (об этом можно судить по составу обломков). Присутствие слоев с большим количеством *C. (M.) panticapaea panticapaea* Andr. неизвестно в западном фрагменте разреза, где органогенно-детритовые известняки позднего мэотиса залегают непосредственно на среднем сармате. Таким образом,

древняя береговая линия проходила вкрест простираения современной береговой линии Таганрогского залива, что выглядит логичным с учетом предшествующих палеогеографических реконструкций [10]. Однако Танаисский палеозалив моря Восточный Паратетис, где накапливались рассматриваемые позднемiocеновые отложения, был слишком мелководным [11], чтобы волноприбойная деятельность могла привести к образованию столь большого количества сравнительно крупных обломков. Более того, если бы эта деятельность действительно была столь интенсивной, то остается неясной причина большой пропорции угловатых обломков. Однако это противоречие легко устранить, если предположить наличие обрывистого берега. В этом случае обломочный материал мог формироваться не только и не столько в результате волноприбойной деятельности, сколько за счет развития склоновых процессов [10]. При этом обломки, сформировавшиеся при разрушении склона и перемещенные к его подножию, вполне могли подвергаться частичному окатыванию в береговой зоне. Однако многие обломки так и остаются неокатанными из-за относительной слабости волноприбойной деятельности в условиях мелководного залива. Такое комплексное осадконакопление наблюдается на современном побережье Таганрогского залива Азовского моря в непосредственной близости от изученного разреза и, в целом, оно типично для абразионных берегов [2].

Увеличение числа и размера обломков в верхнем слое может быть связано с сужением пляжевой зоны в условиях ингрессии Восточного Паратетиса в северном направлении [10] и, возможно, поднятием территории вследствие локальных вертикальных подвижек. Вертикальные тектонические подвижки неисключены, т.к. через территорию, где располагается разрез "Мержаново", проходит субмеридиональная Новороссийская ослабленная зона [12]. Наличие этой зоны подтверждает тектонический контроль развития обрывистого побережья Танаисского палеозалива в позднем мэотисе (не только во время накопления верхнего слоя с крупными обломками, но и ранее), и, наоборот, существование обрывистого побережья можно рассматривать как индикатор активности Новороссийской зоны. Обсуждая роль тектонического фактора, следует обратить внимание на его соотношение с колебаниями Восточного Паратетиса. Согласно [13], колебания уровня этого моря в течение мэотического века не находят полного выражения в геологической летописи Танаисского палеозалива. В частности, раннемэотический подъем уровня моря пришелся на перерыв между среднесарматскими и позднемэотическими отложениями, зафиксированный, в частности, в разрезе "Мержаново". Более того, позднемэотическая ингрессия Танаисского палеозалива [10] инициировалась раньше, чем имел место значительный подъем уровня моря [13]. В условиях относительно слабой седиментации такое несовпадение может объясняться действием

тектонического фактора – предположительно, дифференцированными вертикальными подвижками на протяжении всего мзотиса, связанными с активностью упомянутой ослабленной зоны.

Неменьший интерес вызывает бурное развитие сообществ двустворчатых моллюсков в непосредственной близости от обрывистого побережья Танаисского залива. Здесь следует отметить следующее. Во-первых, обстановка интенсивного протекания абразионных процессов вовсе не является неблагоприятной для развития прибрежных экосистем [14]. Во-вторых, совместное накопление раковин двустворчатых моллюсков и их фрагментов активно происходит и на современном обрывистом побережье Таганрогского залива, который рассматривается как аналог древнего побережья (см. выше). В-третьих, скопления битой ракушки являются аллохтонными по своей природе и, следовательно, они формировались одновременно с накоплением части обломочного материала. Более интенсивное дробление биогенного материала в верхнем слое крупнообломочных пород разреза "Мержаново" следует связывать, вероятно, с усилением волноприбойной деятельности и/или перетираанием и измельчением хрупких раковин при контакте с обломками галечной размерности, перемещаемыми под действием волноприбойной деятельности и гравитационных процессов в береговой зоне.

На основании всего вышесказанного может быть сделан общий вывод о том, что в разрезе "Мержаново" действительно представлены отложения мзотического обрывистого побережья мелководного Танаисского палеозалива. Учитывая редкость подобных образований, данный разрез является уникальным. Наличие современного аналога древней обстановки осадконакопления в непосредственной близости от него только усиливает значимость этого геологического объекта. Ранее разрез "Мержаново" уже был предложен в качестве геологического памятника регионального ранга [15]. Новые данные, представленные в настоящей работе, выявляют еще большую его уникальность, в связи с чем ранг объекта должен быть повышен до национального.

Автор выражает признательность проф. М. Джонсону (США) и д-ру В. Риграфу (Германия) за ценные консультации и/или помощь с литературой, а также своим коллегам и студентам из ЮФУ (РФ) за помощь в организации полевых работ.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Ashton A.D., Walkden M.J.A., Dickson M.E. Equilibrium responses of cliffed coasts to changes in the rate of sea level rise // *Marine Geology*. 2011. V. 284. P. 217–229.
2. Davidson-Arnott R. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 442 p.
3. Slaymaker O., Spencer Th., Embleton-Hamann Ch. et al. *Geomorphology and Global Environmental Change*. Cambridge: Cambridge University Press,

2009. 434 p.

4. Stephenson L.S., Naylor R.A. Geological controls on boulder production in a rock coast setting: Insights from South Wales, UK // *Marine Geology*. 2011. V. 283. P. 12–24.
5. Johnson M.E. Why are ancient rocky shores so uncommon? // *Journal of Geology*. 1988. V. 96. P. 469–480.
6. Johnson M.E. Studies on ancient rocky shores: A brief history and annotated bibliography // *Journal of Coastal Research*. 1992. V. 8. P. 797–812.
7. Рубан Д.А. Базальный лейас бассейна р. Белая (Северо-Западный Кавказ) // *Научная мысль Кавказа. Междисциплинарные и специальные исследования*. 2007. № 2. С. 95–97.
8. Andreucci S., Clemmensen L.B., Pascucci V. Transgressive dune formation along a cliffed coast at 75 ka in Sardinia, Western Mediterranean: a record of sea-level fall and increased windiness // *Terra Nova*. 2010. V. 22. P. 424–433.
9. Рубан Д.А. Литостратиграфия верхнемиоценовых отложений Ростовского свода // *Научная мысль Кавказа. Приложение*. 2002. № 14. С. 133–136.
10. Ruban D.A. Stratigraphic evidence of a Late Maeotian (Late Miocene) punctuated transgression in the Tanais Palaeobay (northern part of the Eastern Paratethys, South-West Russia) // *Geologos*. 2010. V. 16. P. 169–181.
11. Рубан Д.А. Особенности мэотических отложений Танаисского палеозалива северной периферии опресненного бассейна Восточного Паратетиса // *Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания*. Москва: Изд-во МГУ, 2003. С. 132–134.
12. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты // *Вестник МГУ. Серия 4. Геология*. 2009. № 1. С. 23–31.
13. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. № 2. С. 99–124.
14. Johnson M.E., Baarli G. Diversification of rocky-shore biotas through geologic time // *GeoBios*. 1999. V. 32. P. 257–273.
15. Небабина Е.И., Рубан Д.А. Объекты геологического наследия юго-запада Ростовской области. Ростов-на-Дону: УПЛ РГУ, 2006. 12 с.

Two layers of Maeotian (Upper Miocene) conglomerates were formed on the northern cliffed coast of the Tanais palaeobay of the Eastern Paratethys Sea. Development of this cliffed coast was controlled by a marine ingression coincided with vertical motions of tectonic blocks along the large fault zone. The Merzhanovo section, where these peculiar layers are represented, is suggested as a geological heritage site of national rank.

**Руденко О.В.<sup>1</sup>, Макарьев А.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Орловский государственный университет, Орел, [olrudenko2011@yandex.ru](mailto:olrudenko2011@yandex.ru);

<sup>2</sup>ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов)

## **Водные палиноморфы в поверхностных осадках Карского моря**

**Rudenko O.V.<sup>1</sup>, Makarjev A.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Orel State University, Orel; <sup>2</sup>Polar Marine Geologic Research Expedition, Lomonosov)

## **Aquatic Palynomorphs in Surface Sediments of the Kara Sea**

Помимо спор и пыльцы в палинологических препаратах часто встречаются микроскопические органикостенные остатки водного микрофитопланктона, или водные палиноморфы (от греч. *paline* - тонкая пыль и *morphe* - форма). К этой группе микрофоссилий, как важнейшей составляющей микрофитопланктона, относят цисты морских видов динофлагеллат, пресноводные зеленые водоросли, акритархи – одноклеточные остатки морских организмов неясного систематического положения и органическую часть скелета фораминифер. Изучение ассоциаций водных палиноморф дает возможность установить такие значимые гидрологические параметры бассейна осадконакопления, как соленость, степень ледовитости, биопродуктивность вод, интенсивность речного стока в эстуарных частях морей. В последние годы анализ водных палиноморф все чаще используется в практике палеореконструкций природных обстановок в арктических морях в позднем плейстоцене – голоцене [1; 2; 3; 4]. Актуалистическую базу подобных исследований составляют результаты изучения таксономического состава водных палиноморф в поверхностном слое донных осадков. В этом отношении в Российском секторе Арктики лучше всего изучены моря Баренцево [5], Белое [6; 2; 7] и Лаптевых [8; 9]. В Карском море водные палиноморфы изучены лишь в эстуарных транссектах Обской, Енисейской и Гыданской губ [9], являющихся зоной разгрузки взвешенных речных наносов, или «маргинальным фильтром рек» [11; 12].

Материал для нашего исследования получен в 2008 г. донным опробованием с борта НИС «Ф. Нансен» в ходе геологической съемки шельфа 1:1000000 масштаба. Пробоотбор произведен в юго-восточной части Карского моря дночерпателем «Океан» с площадью захвата 0,25 м<sup>2</sup> и, частично, ударными трубками (рис. 1).

Техническая обработка проб проведена по общепринятой палинологической методике с использованием соляной кислоты для растворения карбонатов, обработки пирофосфатом натрия и 10-% раствором КОН и последующей декантации дистиллированной водой для удаления пелитовой фракции и экстракцией палиноморф в тяжелой жидкости с удельным весом 2.4.

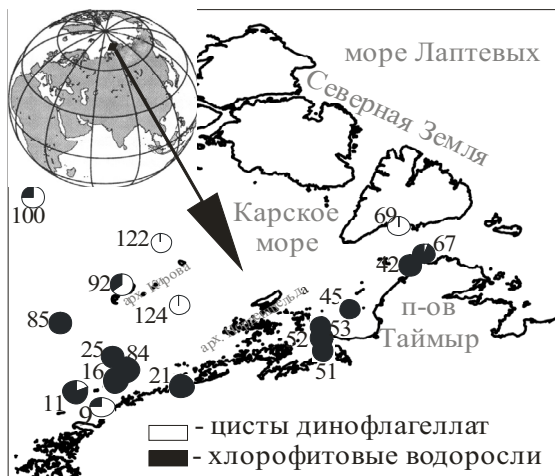


Рис. 1. Схема района работ с положением станций пробоотбора

Исследования под микроскопом проводились с увеличением  $\times 400-900$ . Всего изучено 24 образца, в 7 из них при обилии спор и пылцы водных палиноморф не обнаружено. Ассоциации водных палиноморф, обнаруженные в остальных образцах, крайне обеднены таксономически (рис. 2).

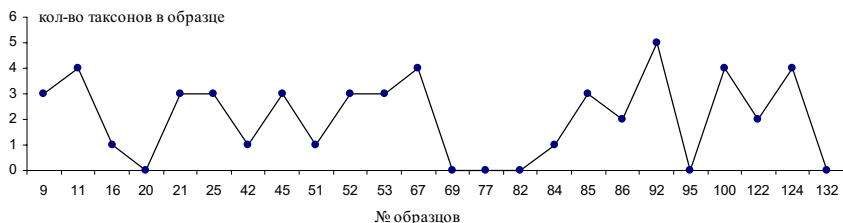


Рис. 2. Биоразнообразие ассоциаций водных палиноморф в изученных образцах поверхностного слоя осадков юго-восточной части Карского моря

В составе микрофитопланктона изученной части Карского моря доминируют пресноводные зеленые водоросли (рис.1), что вполне объяснимо близостью материковой суши и влиянием речного стока с п-ова Таймыр. Наиболее часто встречается в этой группе вид *Pediastrum kawraiskyi* Schmidle, типичный для холодных олиготрофных, как правило, проточных озер арктического побережья [10]. На арктические шельфы он поступает в составе твердой речной взвеси, поэтому его концентрации возрастают в тонкодисперсных осадках (пелитах, алевропелитах) и, наоборот, ничтожны в крупно- и среднезернистых песках. В поверхностных осадках банок и литорали Таймыра на глубинах менее 40-50 м зарегистрированы единичные экземпляры *Pediastrum simplex* Meyen. В. Янковска, изучавшая таксономический состав микрофитопланктона водных

экосистем и их донных отложений в северной части п-ова Ямал, установила, что этот таксон наиболее характерен для хорошо прогреваемых мезотрофных пресных озер прибрежной лайды и, встречаясь в отложениях, датируемых бореальным и атлантическим временем, является надежным индикатором эвтрофикации водоема в условиях нарастания теплообеспеченности [13; 14].

Морские виды диноцист в поверхностном слое осадков встречены единично. Их биоразнообразие невелико – всего в изученных осадках определены 7 родов и видов (таблица). Доминируют цисты *Brigantedinium* spp., в арктических морях типичные для внутренних частей мелководных распресненных заливов с активной приливной деятельностью [15; 16], а также для «маргинальных фильтров рек». В море Лаптевых они также обильны вдоль кромки сезонных льдов [3]. Как правило, на арктических шельфах их распространение связано больше с условиями питания, чем с гидрологическими параметрами бассейна: концентрация возрастает в районах, богатых фитопланктоном, в составе которого значительна доля диатомовых водорослей [5; 8].

Цисты типичного для полярных и субполярных районов арктических шельфовых морей эвригалинного вида *Islandinium minutum* Head и близкого ему морфотипа *Echinidinium karaense* Head, экологические условия обитания которых определяются значительной ледовитостью бассейна (наличием ледового покрова не менее 9 месяцев в году) и невысокими летними температурами, редко превышающими +7°C [15], встречены севернее 77°40' с.ш. в районе банок о. Кирова и о. Исаченко.

Изучение соотношения цист автотрофных видов динофлагеллат к гетеротрофным показало, что западнее 86° в.д. в открытой части акватории преимущественно встречаются автотрофные виды *Spiniferites elongatus* Reid и *Spiniferites* spp., а в мелководных заливах с активным перемешиванием вод и повышенной мутностью, а также в прибрежье Таймыра, богатом микроэлементами и фитопланктоном, возрастает доля видов-гетеротрофов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Околовцов Ю.Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. С.-Пб.. 2000. 50 с.
2. Golovnina E.A., Polyakova Ye. I. Dinoflagellate Cysts in Bottom Sediments of the White Sea (Western Arctic) // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 400. № 1. P. 382–386.
3. 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 // Global and planetary Change. 2005. № 48. P.208–222.
4. Ключевиткина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиессен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоэкологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белое и Лаптевых) // Система моря Лаптевых и



прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ. 2009. С. 448-466.

5. Voronina A., Polyak L., de Vernal A., Peyron O. Holocene variations of sea surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *Quaternary Science*. 2001. V.16. P. 717-728.
6. Polyakova E.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S. Diatoms and palynomorphs in the White Sea Sediments as Indicators of Ice and Hydrological Conditions // *Oceanology*. 2003. V. 43. Suppl. P. S144–S158.
7. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т.5. №47. С.709-719.
8. Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // *Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 637–649.
9. Klyuvitkina T.S., Bauch H.A. Hydrological changes in the Laptev Sea during the Holocene inferred from the studies of aquatic palynomorphs // *Oceanology*. 2006. V.46. № 6. P. 859-868.
10. 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 // *Intern. J. of Earth Sci.* 2000. V. 89. P. 470–485.
11. Lisitzin A.P. Marginal filter in the oceans // *Oceanology*. 34 (5). 1995. P. 671-682
12. Лисицин А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потoki осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // *Океанология*. 1994. Т.34. №5. С. 748-758.
13. Jankovská V. Coccal green algae in pollen slides and their indicative value in palaeoecology // *Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сб. трудов XII всеросс. палин. конф. СПб: Изд-во ВНИГРИ. 2008. Т.2. P. 289-295.*
14. Jankovská V., Komárek J. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology // *Folia Geobot.. Praha*, 35. 2000. P. 59-82.
15. de Vernal A., Henry M., Matthiessen J., Mudie P. J., Rochon A., Boessenkool K., Eynaud F., Grosfjeld K., Guiot J., Hamel D., Harland R., Head M. J., Kunz-Pirrung M., Levac E., Loucheur V., Peyron O., Pospelova V., Radi T., Turon J.-L., Voronina E. Dinocyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the ‘n=677’ data base and derived transfer functions // *J. of Quaternary Science*, 16. 2001. P. 681-698.
16. de Vernal A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle-to-high latitude marine environments. *Geobios*, 30. 1997. P. 905-920.

The occurrence and distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments of the south-eastern Kara Sea shelf and the adjacent continental margin has been studied in relation to surface water conditions.



**Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Григорьев А.Г.<sup>1</sup>,  
Спиридонов М.А.<sup>1</sup>, Котилайнен А.<sup>2</sup>, Виртасаало Й.<sup>2</sup>,  
Валлиус Г.<sup>2</sup>, Морос М.<sup>3</sup>, Сивков В.В.<sup>4</sup>,  
Дорохова Е.В.<sup>4</sup>, Напреенко-Дорохова Т.В.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), [Daria\\_Ryabchuk@vsegei.ru](mailto:Daria_Ryabchuk@vsegei.ru); <sup>2</sup>Геологическая Служба Финляндии; <sup>3</sup>Институт Балтийского моря, Германия; <sup>4</sup>Атлантическое отделение Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН (АО ИО РАН))

**Результаты международного проекта БОНУС INFLOW для восточной части Финского залива – новые данные о палеогеографии и геологической истории региона в голоцене**

**Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Grigoriev A.G.<sup>1</sup>,  
Spiridonov M.A.<sup>1</sup>, Kotilainen A.<sup>2</sup>, Virtasalo J.<sup>2</sup>, Vallius H.<sup>2</sup>,  
Moros M.<sup>3</sup>, Sivkov V.V.<sup>4</sup>, Dorokhova E.V.<sup>4</sup>, Napreenko-  
Dorokhova T.V.<sup>4</sup>**

(<sup>1</sup>A.P Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), <sup>2</sup>Geological Survey of Finland; <sup>3</sup>Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde (IOW), Germany; <sup>4</sup>Atlantic Branch of A.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, ABIO RAS)

**Results of BONUS INFLOW project for the Eastern Gulf of Finland – new data about regional palaeogeography and geological history during Holocene**

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\_a) и Европейской Комиссией. В проекте участвуют 9 партнеров, представленных институтами и университетами из 7 стран Балтийского Региона – Финляндии, России, Польши, Германии, Дании, Швеции и Норвегии. В ходе выполнения проекта INFLOW в седиментационных бассейнах вдоль оси Балтийского моря - от пролива Скагеррак до восточной части Финского залива - были отобраны колонки донных осадков, характеризующие условия осадконакопления в среднем – позднем голоцене.

Одной из опорных станций, исследованных в ходе проекта, является станция F40, расположенная в восточной части Финского залива. Колонка на станции F40 (60° 06,409 с.ш., 28° 47,518 в.д.) была отобрана в августе 2009 года в ходе совместного рейса ВСЕГЕИ и Геологической службы Финляндии (GTK) на НИС «Аранда». Схематичное описание, проведенное на борту судна, показало, что пробоотбор достиг поставленной цели – удалось получить колонку длиной 509 см, на интервале 502 см была

зафиксирована четкая литологическая граница между отложениями Анцилового озера и Литоринового моря.

Отбор проб для аналитических исследований был проведен в лабораториях ВСЕГЕИ и Геологической Службы Финляндии (GTK). На гранулометрический и диатомовый анализы производилось сплошное опробование керна с шагом 1 см (за исключением верхних 5 см, нарушенных при пробоотборе). Опробование на определение Vg производилось из 2 см интервалов пошагово через 3 см. Пробы на палинологический анализ отбирались с интервалом опробования 10 см. Гранулометрический анализ производился в лаборатории геоэкологии АО ИО РАН на лазерном анализаторе частиц «Анализетте 22 Компакт». При построении спорово-пыльцевой диаграммы использовались программы POLPAL и POLPAL-GRAPH. В лаборатории GTK был выполнен анализ седиментационных структур и характера их нарушения в результате жизнедеятельности бентоса, а также исследование изменчивости магнитных свойств осадков по разрезу и определение весовых потерь при прокаливании (LOI).

Анализ распределения спор и пыльца позволил выделить в разрезе четыре палинологические зоны и три хронозоны. Среди древесных растений основной фон составляет пыльца сосны. При смене климатических условий региональные изменения в составе растительности находят свое отражение в изменении содержаний пыльца дуба, вяза, липы, ели, ольхи и лещины. Анализ результатов лабораторных исследований, полученных для колонки осадков F40, позволил выделить горизонты отложений, сформировавшиеся в различных условиях палеобассейнов:

**Горизонт 500-509 см**, представленный бежево-серыми алевроглинами (преобладающая глинистая фракция в среднем составляет 65.5%, алевроитовая – 34.5%), сформировался на заключительной стадии существования Анцилового озера, характеризовавшегося низкой соленостью и отсутствием активного гидродинамического воздействия на осадок.

**Горизонт 495-500 см** - в нижней части (498-500 см) - прослой алевроглин, обогащенный по нижнему контакту песчаными частицами отвечает послеоанциловой регрессии, характеризовавшейся понижением уровня водоема, амплитуда которого составляла около 10 м [5] и увеличением скорости придонных течений. Верхняя часть данного слоя (495-498 см) характеризуется скачкообразным увеличением концентрации Vg, что связано с возрастанием солености палеоводоема в ходе начала Литориновой трансгрессии.

**Интервал выше 495 см** отвечает морской (литориновой и постлиториновой) стадиям развития Балтики. На **горизонте 212-495 см** гранулометрический состав осадков характеризует резкие изменения условий придонной гидродинамики. Выделяется семь пиков повышенной

концентрации Br, которые могут быть связаны с различными экосистемными и климатическими изменениями, в том числе, возможно, трансгрессиями. Следует отметить, что вопрос о количестве и времени фаз литориновой трансгрессии остается дискуссионным.

Шесть трансгрессивных фаз были определены Б. Берглундом для района Блекинге (юго-восточная Швеция) фаз [6] – 6600, 6100, 5600, 5300, 4700, 3900 л.н. Четыре фазы определил Е. Хюппя для территории Карельского перешейка, среди которых максимальная трансгрессия достигала отметок 19.5-20 м вблизи Выборга, 17 м около деревни Попово южнее Выборга и 12-16 м около деревни Лужки. П.М. Долуханов [7], обобщая ранее опубликованные материалы о литориновой трансгрессии, пришел к заключению, что были две трансгрессивные фазы: около 7000-6000 и 5700-4000 до н.э. Две трансгрессии установлены группой специалистов [8] по данным исследования озер Карельского перешейка.

**Горизонт 205-212 см** сформировался в условиях резкого изменения условий осадконакопления. В осадке отмечается увеличение содержания алевроитовых и песчаных частиц и скачкообразное уменьшение концентрации Br, являющееся индикатором снижения солености палеоводоема. На этом же горизонте резко снижается содержание органического вещества в осадках.

Анализ седиментационных структур показал, что, в целом, осадки колонки F40 значительно нарушены биотурбацией. Осадки ниже эрозионной границы характеризуются наличием отдельных небольших (как правило, менее 1 мм в диаметре) ходов червей, в то время как выше данной границы наблюдаются также крупные ходы (до 3 см в диаметре) и структуры, возникшие в результате воздействия на осадок жизнедеятельности двустворчатых моллюсков. Появление крупных червей и двустворчатых моллюсков указывает на повышение биоразнообразия в водоеме. На этом же горизонте отмечается резкое изменение содержания органического вещества. Значения весовых потерь при прокаливании находятся в пределах между 7 и 11%, и составляют в среднем 8,3%, что является типичным для бассейновых фаций литориновых отложений региона. На этом же горизонте отмечается резкое уменьшение индекса LOI (до 6,7%) и изменение магнитных свойств минералов.

Таким образом, седиментационные пачки, расположенные ниже и выше данного горизонта отличаются по гранулометрическим показателям (динамика придонных течений ослабевает выше эрозионной границы), и биоразнообразию. Данный горизонт, предварительно датированный по скорости осадконакопления временным интервалом около 3000-3400 лет назад, интерпретируется как слой, сформировавшийся после прорыва р. Невы.

Следует отметить, что, по мнению ряда исследователей, «загадка образования Невы до настоящего времени остается дискуссионной» [5].

Вопрос о времени образования Невы называется одной из фундаментальных нерешенных задач палеогеографии региона. Большинство исследователей связывают прорыв невской протоки с максимумом Ладожской трансгрессии и датируют это событие поздним голоценом, однако датировки сильно различаются между собой. Так, Ю. Айлио и С.А. Яковлев (1926) считали, что река Нева возникла в период 4000-4500 лет назад. К.К. Марков и др. (1934), рассматривали Ладожскую трансгрессию как весьма кратковременную и датировали ее суббореальным периодом [5]. О.М. Знаменская и др., [3] считают наиболее вероятной датой прорыва Невы 2000 л.н., а Д.Д. Квасов (1975) – 2300-1200 л.н. По данным М. Саарнисто [9], Нева возникла около 3100 л.н. В работе Д.Б. Малаховского и др. [4] приводятся новые выводы о времени Ладожской трансгрессии и образования р. Невы, которые уточнены по датировкам разновозрастных террас и кровли торфяников, подстилающих осадки трансгрессии в разрезе «Невский лесопарк» (2800-3000 л.н.) и перекрывающих их в разрезе «Невский пятачок» (2400 л.н.). В то же время рядом специалистов высказывается противоположное мнение о существовании постоянного стока Ладожских вод в районе современной Невы на протяжении всего голоцена [1]. Спорным остается также вопрос о неотектонических движениях в районе Ладожского озера, объясняющих механизм возникновения Невы, по которому в литературе нет единого мнения [5].

С этой точки зрения уже предварительный анализ результатов исследования колонки F40 позволяет достаточно аргументировано подтвердить само «событие» прорыва невских вод из Ладожского озера, которое было настолько значительным, что не только резко изменило соленость восточной части палеоводоема, но и кардинально повлияло на режим придонных течений и развитие биоты. Полученные данные позволяют также приблизительно оценить время образования Невы (3000-3400 лет назад). Более точная датировка будет с использованием данных радиоуглеродного датирования.

**Горизонт 0-205 см** приблизительно отвечает постлиториновой стадии развития Балтийского моря. Анализ концентрации Вг позволяет предположить наличие экосистемных изменений в водоеме, связанных с Потеплением Средних Веков и Малым Ледниковым периодом. Полученные данные также будут уточнены после получения всего объема аналитических данных.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В. Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в поздне-последнеледниковье // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2005. Вып. 2. С. 40-50.
2. Знаменская О.М., Соколова В.Б., Хомутова В.И. Сравнительный анализ палеогеографического развития южных и западных берегов Ладожского

озера// История озер. Под ред. А.В.Раукаса. Вильнюс, 1970.

3. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука, 1975. 278 с.

4. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Р.Н.Джиноридзе. Новые данные по истории возникновения Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. Под ред. Н.Н.Давыдовой, Б.И.Кошечкина. СПб., 1993. С. 74-84.

5. Севастьянов Д.В., Субетто Д.А., Сикацкая Е.Д., Степочкина О.Е. Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене // Вестник СПбГУ. Сер. Геология, география. 2001. Вып.1. С. 88-100.

6. Berglund, B.E., Björk S. Late Weichselian and Holocene shore displacement in Blekinge, SE Sweden // *Georg. XXVII. Nauki Matem.-Przyrod. Zeszyt.* 1994. V. 92.

7. Dolukhanov P.M. Leningrad and Soviet Karelia // *The Quaternary history of the Baltic / V. Gudelis and L. K. Königsson (eds.). Acta Universitatis Upsaliensis*, 1979. P. 115-127.

8. Miettinen, A., Savelieva, L., Subetto, D. A., Dzhinoridze, R., Arslanov, K. Hyvärinen, H. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Littorina Sea stage of the Baltic Sea history // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 441–458.

9. Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // *Hydrobiologia*. 1996. P. 205–215.

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. During the project long cores along the Baltic Sea transect from Skagerrak Strait to the Eastern Gulf of Finland have been taken. Detailed analyses of F40 station (one of the INFLOW key-site, located in the Eastern Gulf of Finland) there were found layers, formed during beginning of Littorina transgression, transgressive and regressive phases of Littorina Sea, period of fresh water intrusion due to the Neva River break as well as layers, which correspond to some climatic anomalies.

**Садчикова Т.А., Друщиц В.А.**

(Геологический институт РАН, Москва, tamara-sadchikova@yandex.ru)

**Эволюция обстановок осадконакопления на шельфе и островах Восточной Арктики в кайнозое**

**Sadchikova T.A., Drouchits V.A.**

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Sedimentary environment evolution on the Eastern Arctic shelf and islands for Cenozoic**

Кайнозойская история Восточной Арктики характеризуется контрастными обстановками седиментации, связанными с частой сменяемостью направления и интенсивности тектонических движений. Режим пенеппенизации в раннем палеоцене с интенсивным химическим выветриванием, развитием аллювиальных фаций и денудационных областей в пределах шельфа и современных островов, сменяется в эоцене – раннем олигоцене трансгрессией и формированием морских и прибрежно-морских песчано-алеврито-глинистых отложений. Обнаружение морских диатомей в разрезах Быковской протоки, Кенгдейского грабена, свидетельствуют о проникновении моря южнее современной береговой линии [1]. В то же время на отдельных островах (Котельном, Фаддеевском, М. и Б. Ляховских) сохранялись небольшие участки денудационной равнины, характеризовавшиеся песчано-галечными и гравийно-песчаными отложениями. В олигоцене – миоцене, вследствие активных тектонических движений, море отступает, и почти вся территория Лаптевского шельфа, островов и прилегающего побережья преобразуется в денудационную поверхность выравнивания [2]. Эти обстановки почти повсеместно сохраняются вплоть до раннего плиоцена, исключая небольшую ингрессию в среднем миоцене, имевшую узко региональный характер. Но около 4 млн. лет (ранний плиоцен, палеомагнитные зоны Гаусс и Гилберт) начинается обширная трансгрессия со значительным смещением береговой линии к югу. В эоплейстоцене – раннем неоплейстоцене повсеместно на шельфе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского преобладает режим морского и прибрежно-морского осадконакопления, сохранявшийся на протяжении всего плейстоцена до настоящего времени [3].

Имеющийся в наличии каменный материал, отобранный в разное время на исследуемой территории, позволяет в полной мере проиллюстрировать означенные выше этапы.

Отложения верхнего палеоцена – эоцена Согинского разреза (низовья р. Лены) общей мощностью порядка 140 м с размывом залегают на известняках карбона. В нижней части разреза – светлые голубовато-серые сланцеватые глины (30–35 м мощностью) так называемой «подугольной» толщи; выше залегает пачка угленосных глин, получившая название



«нижней угольной» толщи, сравнительно небольшой мощности (до 17 м). Над ней конгломераты пестрого состава, сложенные галькой выветрелых осадочных пород, мощностью 6–8 м, подстилают «межугольную» толщу (30 м мощностью), над которой залегает «верхний угольный пласт» (20 м) – бурый уголь с незначительными примазками глин в подошве. Завершается разрез «надугольной» толщей (около 50 м): темно-серыми плотными, сланцеватыми алевро-глинами, с обилием растительных остатков, отпечатков листьев, обломками углей, стяжениями вивианита [4]. Минералы глин: гидрослюды, хлорит, каолинит; реже – каолинит-сметтит, хлорит-сметтит; примесь гиббсита и тонкодисперсных кварца, полевых шпатов. Формирование пластов бурого угля обусловлено обстановкой теплого и влажного климата, и наличием большого объема терригенных осадков, насыщенных растительным детритом. Данные спорово-пыльцевого комплекса свидетельствуют о развитии хвойно-широколиственной растительности в условиях субтропического и тропического климата [5, 6]. Такая толща могла формироваться в обстановке аллювиального переноса и дельтового осадконакопления, в авандельтовых условиях прибрежно-морской равнины, характеризующейся участками заболачивания, торфонакопления и углеобразованием. Присутствие в составе глин каолинита, тем более – гиббсита (минерал бокситов) характерно для неглубоких полуизолированных водоемов слабой солености (озерных, лагунных, авандельтовых).

Сходные обстановки отмечены на арктических низменностях Чукотки, где в конце среднего эоцена накапливались пески с галькой, углефицированными растительными остатками и линзами лигнита (обнаружены на о. Айон). Поздний олигоцен Валькарайской низменности – это прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения. В олигоцене в Тнеквеемской впадине обнаружены континентальные пески с растительным детритом и палиноспектрами «теплого» олигоцена, характеризующими «типичную тургайскую флору» с обилием термофилов, с примесью пальм, платанов. Ранний миоцен в Тнеквеемской впадине сложен в основании разреза песками с галькой, выше – переслаиванием глин и песков с пластами углей, общей мощностью 120 м. В Валькарайской впадине в раннем миоцене отлагались лигнитоносные глины с линзами и прослоями песков. Средний миоцен в Чаунской впадине представлен супесями с растительными остатками, а внизу, при переходе от нижнего к среднему миоцену, с торфом и лигнитами [1].

Отложения олигоцена на о. Котельном (на берегах лагуны Нерпалах, лагуны Дурной, на мысе Северном, в низовьях рек Катанки и Решетникова) имеют мощность, по опубликованным данным [7], от первых метров до 40 м и более. Они залегают непосредственно на коренных породах или коре выветривания. Осадки преимущественно песчаного и алевроитового состава, горизонтально-, волнисто- и косослоистые, с обилием гальки (реже –

валунов), гравия и щебенки пород преимущественно среднего и основного состава (гранодиоритов, долеритов, габброидов), песчаников, известняков, доломитов, редким раковинным детритом и обилием растительной органики (обрывки растительных тканей, угольная крошка, прослои и линзы бурых углей до 0,05–0,5 м мощностью). Плохая сортировка осадочного материала, гнездообразные и линзовидные скопления гравийно-галечников свидетельствуют о накоплении осадков вблизи областей сноса, т.е. в период трансгрессивного размыва островного массива. Сходное строение имеют и другие разрезы о. Котельный, включающие пласты бурого угля мощностью от 0,7 до 3,0 м. Велика вероятность того, что накопление осадков происходило под влиянием обширной трансгрессии, последовавшей за временным поднятием и размывом. На это указывает наличие базальных конгломератов в основании толщи. Монотонный характер осадков и наличие прослоев бурого угля предполагает седиментацию в озерно-лагунных водоемах приморской равнины, в условиях теплого и влажного климата, близкого к субтропическому [7].

Разрез нижнеплиоценовых песчано-галечниковых отложений о. Сардах (мощностью около 40 м) характеризуется циклическим строением, слабой сортировкой терригенного материала (практически – ее отсутствием), высоким содержанием гравелитов и галечников (до 20–35%), при незначительной примеси глинистой составляющей, – специфика аллювиального руслового и дельтового осадконакопления. Состав обломочного материала типичен для пород трапповой формации: пироксены, роговые обманки, гранаты, эпидот, сфен, циркон и др., в глинистой фракции преобладают смешанослойный иллит и каолинит [8]. Отмечены обильные примазки углей, лигнит, рассеянные растительные остатки, много отпечатков листьев. По данным Р.Е. Гитерман [9] преобладают спектры лесного типа: хвойные, лиственные деревья и кустарники, среди травянистых – папоротники, плауны, сфагновые мхи, несколько видов плаунок. Во время формирования отложений о. Сардах господствовали смешанные леса богатого и разнообразного состава с участием экзотов (произрастающих в настоящее время в Кордильерах и Каскадных горах Северной Америки). Это, несомненно, является свидетельством достаточно теплого и влажного климата (как следствие – накопление большого количества растительной органики на болотистых участках водоемов придельтовой зоны арктического побережья).

Отложения плиоцена – раннего неоплейстоцена на Ляховских островах по всему разрезу содержат включения лигнитизированной древесины. Средне-поздненеоплейстоценовые осадки на о. Котельный представлены однообразной толщей льдистых алевроитов, содержащих растительные остатки, линзовидные прослои торфа и погребенные ледяные тела [7].

Результаты изучения неоген-четвертичных отложений о. Фаддеевский подробно описаны и опубликованы [8], с детальными литологическими

колонками и данные гранулометрического и минералогического анализов. Установлено, что нижняя часть разреза, по всей вероятности, соответствует прибрежным мелководным, частично изолированным от моря лагунным фациям, где в динамически спокойных условиях накапливались песчанистые илы с прослойками и линзами лигнита. Последовавшая затем трансгрессия привела к размыву некоторой части осадков и поглощению этих полуизолированных прибрежных водоемов фронтальной частью наступающего моря, что отразилось в характере осадков: на начальном этапе трансгрессии они становятся более песчанистыми, появляется галька, морская фауна моллюсков [10]. Трансгрессия носила поступательный характер, вследствие чего границы предполагаемых размывов прослеживаются неоднократно по направлению к кровле разреза.

Таким образом, приведенное описание различных типов осадков, изученных на Восточно-Арктическом шельфе и в отдельных разрезах прилегающей территории, фактически подтверждает сложную и многофазную историю трансгрессивно-регрессивного развития региона в кайнозое. Зоны размывов неоднократно сменялись обстановками морского и лагунного осадконакопления, соответственно менялся состав осадков. Отличительной чертой кайнозойского разреза Восточной Арктики является широкое распространение органического вещества: от мощных угольных слоев до прослоев древесных и растительных остатков. Углеродсодержащие отложения формировались, в основном, в обстановках озерно-лагунных водоемов приморской равнины и приустьевых областей крупных рек. Не следует исключать из рассмотрения на изучаемой территории и влияние ледникового фактора. Примерно со среднего неоплейстоцена ландшафты большей части Арктического шельфа представляли собой низменную плоскую тундровую равнину, легко подтопляемую при повышении уровня океана, с развитием ледниково-морского режима осадконакопления, и формированием к концу позднего неоплейстоцена глубоко проникающих в сушу эстуариев [11]. Очертания Арктических островов к этому времени были близки к современным. Возможна корреляция плиоцен-четвертичных образований на шельфе с одновозрастными континентальными осадками. Начиная с плиоцена, регрессивный режим в этом регионе сопровождался перигляциальными условиями на суше. Регрессивные этапы развития шельфа можно интерпретировать как этапы развития аллювиально-озерных равнин в условиях формирования многолетнемерзлых пород. Следует учитывать также, особенно в трансгрессивные этапы, флювиальную составляющую формирования подводных долин, аванделът, подводных конусов выноса. Последние, в частности, можно рассматривать как результат действия мутьевых потоков, являвшихся продолжением флювиогляциальных потоков суши.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и

- кайнозое» / Гл. ред. М.Н. Алексеев. Великобритания. Робертсон Групп. Лландидно, 1991. Т. 2. 129 листов.
2. Рейнин И.В., Ким Б.И. Анализ ритмичности осадконакопления и рельефообразования в позднем кайнозое севера Азии // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982. С. 130-141.
  3. Алексеев М.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 159-168.
  4. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Палеогеография проявления каустобиолитов в кайнозойской толще континентальной окраины восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 147-160.
  5. Гриненко О.В., Сергиенко А.И., Белолубский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть 1. Региональная схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
  6. Сергиенко А.И., Гриненко О.В., Прокопьев А.В. и др. Нижний олигоцен Зырянской впадины // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 80-84.
  7. Дорофеев В.К., Благовещенский А.Н., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогия. С-Пб., 1999. 130 с.
  8. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 173-190.
  9. Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Тр. ГИН. Вып. 78. М.: Наука, 1963.
  10. Труфанов В.Г., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30-40.
  11. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 361 с.

Some aspects of palaeogeographical environmental changes impacting on the processes of sedimentation on the Eastern Arctic shelf and islands for Cenozoic have been analyzed. Coal bearing and organic matter bearing deposits are widely spread. Transgressive-regressive cycles are reflected in the rhythmic changes of subaqueous and subaerial sedimentary types.

**Сапожников Ф.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, [fil\\_aralsky@mail.ru](mailto:fil_aralsky@mail.ru))

## **Морфологический портрет современного диатомового таксоцена сублиторали Печорского моря**

**Sapozhnikov F.V.**

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

## **Morphological picture of modern diatom taxocene sublittoral Pechora Sea**

Микрофитобентос был изучен по материалам, полученным автором в ходе 56-го рейса НИС «Профессор Штокман» в сентябре 2003 года. Пробы отбирали из фрагментов поверхности грунта, аккуратно поднятых на борт судна дночерпателем «Океан-0,1». Материал был собран количественно, на 40 станциях, расположенных таким образом, чтобы максимально покрыть полигон ромбической формы площадью 128 кв. миль (440 кв. км), с диагональю 16 миль (рис. 1). Глубины на станциях составляли 16-23 м, грунт был песчаным, с разной степенью заиления. Объём обработанного материала и площадь полигона исследований позволяет оценить ряд общих характеристик сублиторального микрофитобентоса Печорского моря в осенний период.

Показано, что диатомовая флора полигона включала 120 видовых и внутривидовых таксонов. При этом 24 таксона были из числа планктонных форм, живущих на поверхности грунта ограниченное время. На долю собственно бентосных и бенто-планктонных, приспособленных к обитанию в интерстициали и на поверхности частиц осадка, пришлось 96 таксонов. При этом для 5-ти видов были отмечены различные устойчивые морфотипы (для *Fallacia forcipata*, *Navicula hambergii*, *Nitzschia amphibia* и *Delphineis surirella* по 2, для *Pauliella taeniata* – 3). Поскольку устойчивые морфотипы при экологическом анализе стоит учитывать по отдельности, к учёту морфологических параметров были приняты 102 формы бентических и бенто-планктонных диатомей. Распределение этих видов на поверхности дна зависит от характеристик верхнего слоя отложений, в отличие от планктонных форм, оседающих на дно вне связи с параметрами осадка.

При составлении морфологического «портрета» ассоциированной с грунтом диатомовой флоры учитывали объёмы клеток ( $V_{кл.}$ ), а также меру их удлинённости, рассчитанную как отношение длины клетки к радиусу сферы, эквивалентной клетке по объёму ( $L/R_{экр. сф.}$ ). Радиус рассчитывали как  $((V_{кл.} * 3) / 4 * \pi)^{1/3}$ . В качестве меры обилия учитывали долю таксона в потоке энергии через бентический диатомовый таксоцен на станции – усреднённую по всей выборке для каждого вида, разновидности или морфотипа ( $p_{ср.}$ ). Таким образом, к рассмотрению были приняты три характеристики для каждой формы диатомей.

Ранжирование всех форм по объёму клетки показало наличие нескольких дискретных интервалов. С помощью программы Primer-6 были выделены 5 групп таксонов:

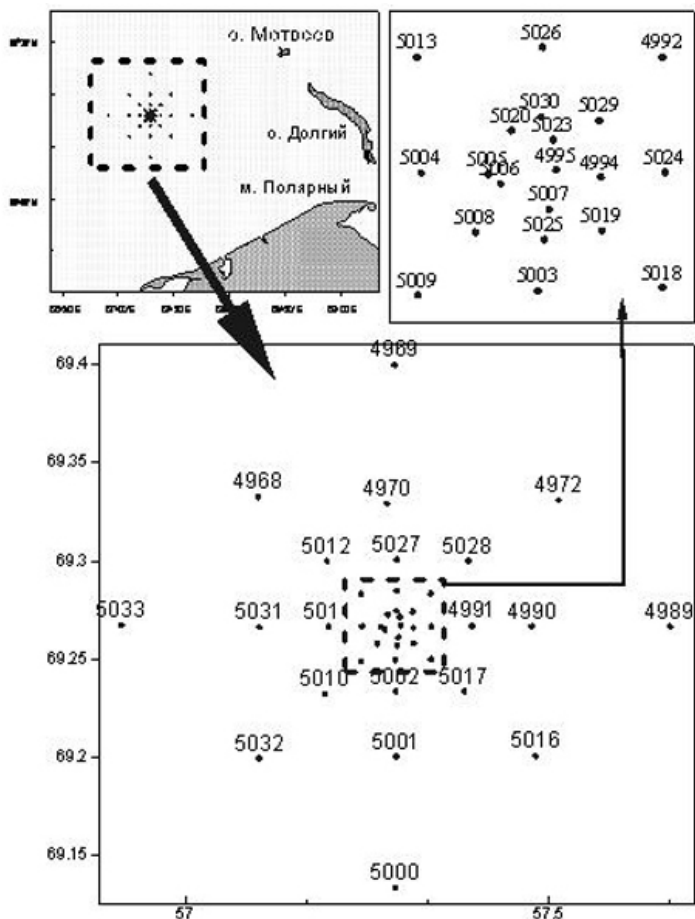


Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб микрофитобентоса в Юго-Восточной части Печорского моря

(ABCD: 72-1985 мкм<sup>3</sup>; E: 2216-2455 мкм<sup>3</sup>; GHI: 2658-6002 мкм<sup>3</sup>; R: 7123-9873 мкм<sup>3</sup>; JKM: 13962-156213 мкм<sup>3</sup>), среди которых мелкие диатомеи (ABCD) достоверно и высоко достоверно отличались по распределению в пространстве от всех остальных (таблица 1, рис. 2).

Таким образом, пространственное распределение донных форм диатомей зависит от объёма клетки.

Связь  $V_{\text{кл.}}$  и  $L/R_{\text{экв. сф.}}$  показала, что по мере увеличения объёма клетки постепенно снижается её удлинённость. Плавное снижение верхней и нижней границ поля значений (рис. 3) показывает, что наиболее крупные донные диатомеи песчаной сублиторали Печорского моря, набор которых невелик (группа JKM), обладают наименее удобной формой для обитания в узких интерстициальных проходах.

Таблица 1. Значения R-статистики (отношения межгрупповых различий к внутригрупповым) и уровня значимости ошибки первого рода для сочетаний групп таксонов диатомей

| Groups    | R Statistic | Significance Level % |
|-----------|-------------|----------------------|
| GHI, ABCD | 0,118       | 2,4                  |
| GHI, R    | 0,095       | 7                    |
| GHI, JKM  | 0,01        | 36,1                 |
| GHI, E    | 0,1         | 21,6                 |
| ABCD, R   | 0,38        | 0,1                  |
| ABCD, JKM | 0,311       | 0,1                  |
| ABCD, E   | 0,31        | 3                    |
| R, JKM    | 0           | 47,3                 |
| R, E      | -0,198      | 97,9                 |
| JKM, E    | -0,055      | 64,3                 |

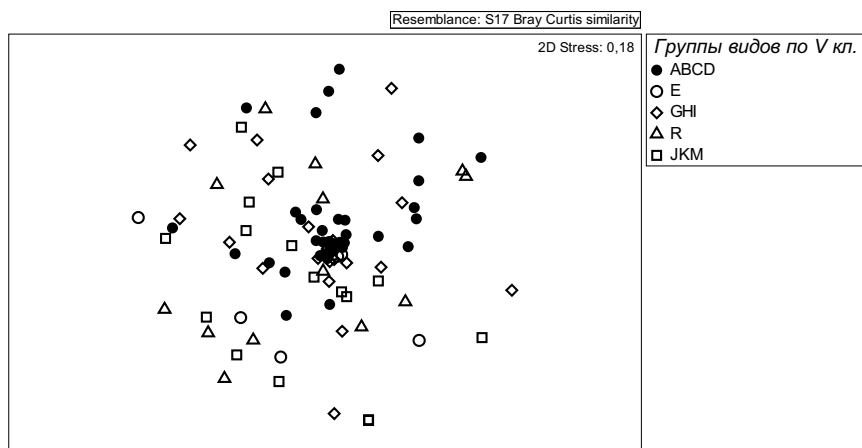


Рис. 2. MDS-диаграмма сходства таксонов диатомей по распределению на пространстве полигона с учётом разбиения по выделенным размерным группам (на основании  $V_{\text{кл.}}$ )

У мелких диатомей набор морфологических адаптаций наиболее

разнообразен (группа ABCD), благодаря чему они способны осваивать самые разные микробиотопы. Наконец, мы наблюдаем ступенчатое уменьшение диапазона значений удлинённости клеток от мелких диатомей к наиболее объёмным (рис. 3).

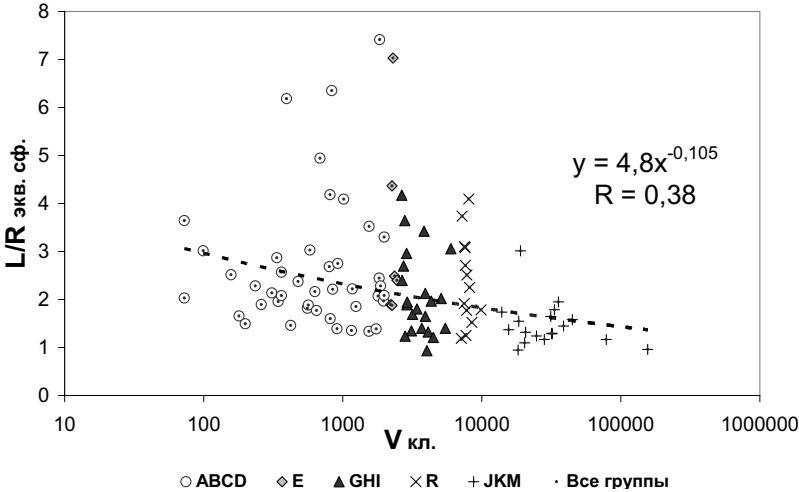


Рис. 3. Соотношение морфологических показателей (объёма клетки и радиуса эквивалентной сферы) для таксонов диатомей из различных размерных групп

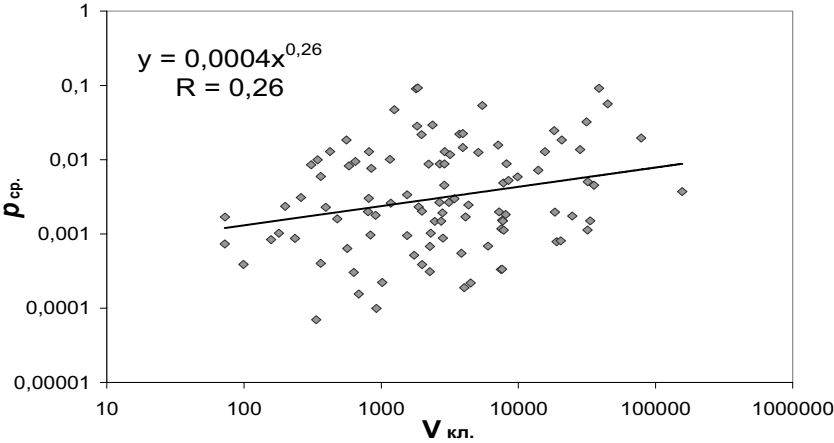


Рис. 4. Соотношение вклада таксона (вида, разновидности или устойчивого морфотипа диатомей) в поток энергии через донный диатомовый таксоцен к объёму клетки

Связь  $p_{ср.}$  (по выборке) с морфологическими характеристиками диатомей



показала, что с увеличением  $V_{\text{кл.}}$  постепенно растёт вклад таксона в поток энергии через микрофитобентос (согласно тренду и изменению нижней границы области значений) (рис. 4).

С ростом  $L/R_{\text{экв. сф.}}$  доля таксона в потоке энергии, напротив, плавно снижается (по изменению верхней и нижней границ поля значений) (рис. 5). Исключением является *Nitzschia longissima*, обладающая максимальной удлинённостью клетки при незначительном объёме («веретено» с очень сильно оттянутыми концами), но этот вид обладает жизненной стратегией, принципиально отличающей его от остальных. Он крайне подвижен и, благодаря определённой эластичности створки, способен заселять самые узкие интерстициальные ходы, что позволяет ему заселять самые разные микробиотопы по всему полигону и активно в них размножаться.

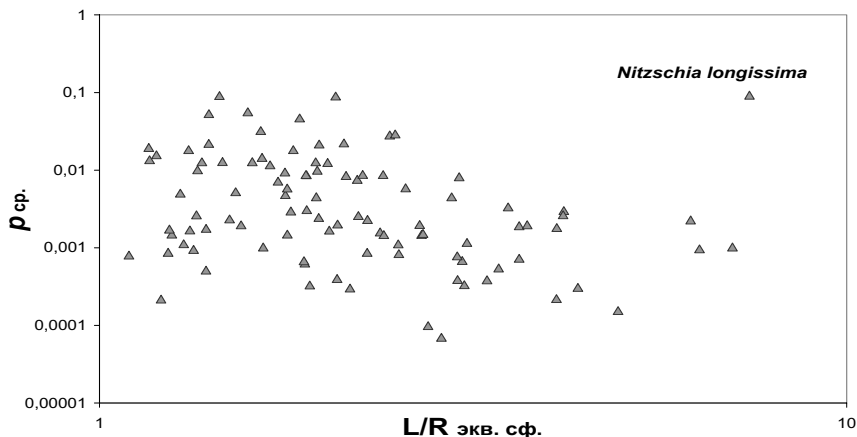


Рис. 5. Соотношение вклада таксона в поток энергии через донный диатомовый таксоценоз к мере удлинённости клетки

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №10-05-00063-а.*

We studied the morphological parameters of modern benthic diatoms taxocene the vast sandy sublittoral landfill in south-eastern part of the Pechora Sea (September, 2003). It is shown that an increase in cell volume decreases its elongation, as well as narrowing the range of elongation values – it narrows the range of interstitial microhabitats that may inhabit the taxon; small diatoms inhabit a wide range of conditions than the larger, the contribution of diatom taxa flow of energy through taxocene positively correlated with the volume of their cells and negatively – with elongated cells.

**Серов П.И.<sup>1</sup>, Андреева И.А.<sup>2</sup>, Ванштейн Б.Г.<sup>2</sup>, Зинченко А.Г.<sup>2</sup>, Крылов А.А.<sup>2</sup>, Разуваева Е.И.<sup>2</sup>, Черкашёв Г.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, [iiiaa@bk.ru](mailto:iiiaa@bk.ru); <sup>2</sup>ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург)

## **Литологическая характеристика донных отложений юго-западной части Южно-Китайского моря**

**Serov P.I.<sup>1</sup>, Andreeva I.A.<sup>2</sup>, Vanshtein B.G.<sup>2</sup>, Zinchenko A.G.<sup>2</sup>, Krilov A.A.<sup>2</sup>, Razuvaeva E.I.<sup>2</sup>, Cherkashov G.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg; <sup>2</sup>The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg, Saint-Petersburg)

## **Lithological characteristic of bottom sediments from south-west part of South-China Sea**

Литологическая характеристика донных отложений является одним из важных параметров для палеоокеанологических исследований, выяснения особенностей динамики седиментации и источников поступления терригенного материала, а также изменения уровня мирового океана.

Район исследований расположен на шельфе и континентальном склоне в юго-западной части Южно-Китайского моря (рис. 1).

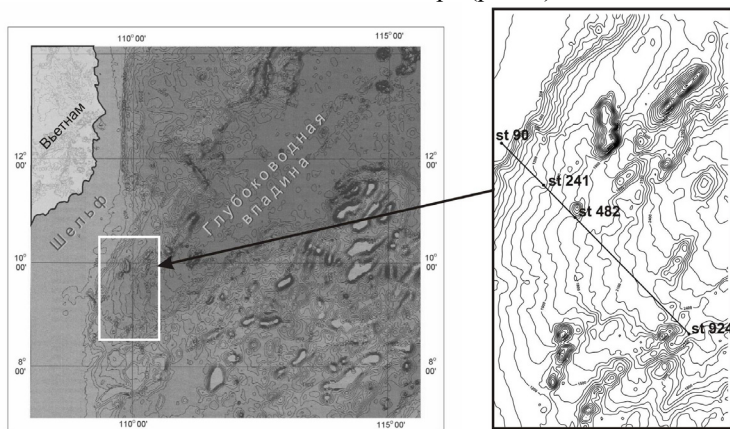


Рис. 1. Расположение района работ и батиметрическая схема с расположением профиля детальных исследований в юго-западной части Южно-Китайского моря

По данным Е. Sathiamurthy и Н.К. Voris, за последние 20 тысяч лет уровень Южно-Китайского моря изменился на 116 метров [1]. Столь значительная регрессия во время последнего гляциального максимума

обусловила сокращение площади Южно-Китайского моря за счет осушения шельфов более чем на 52% [2]. Следствием сокращения площади испарения являлось снижение активности переноса влаги в атмосфере, что во время последнего ледникового периода привело к развитию в данном районе аридного климата [3].

#### *Материалы и методы исследования*

Для составления площадной литологической характеристики донных осадков использовались данные набортного макроскопического описания грунтовых колонок длиной до 220 см, отобранных гравитационными и гидростатическими трубками, а также результаты микроскопического изучения мазковых шлифов. Всего было исследовано около 2000 колонок донных осадков. На основании полученных данных о площадном распределении различных литологических типов осадков был выбран профиль, пересекающий наиболее характерные литолого-фациальные зоны, на котором были более детально изучены 4 колонки донных осадков (рис. 1).

Наиболее мелководную область исследуемого района характеризует колонка ст. 90, расположенной непосредственно на бровке континентального шельфа; остальные 3 станции располагаются в пределах континентального склона и его подножья.

Из колонок донных осадков с частотой 5 см были отобраны пробы на гранулометрический и минералогический анализы, а также на определение содержания органического углерода (C<sub>орг</sub>) и карбонатности осадков. Гранулометрический анализ осадков (13 фракций) выполнялся по стандартной методике Петелина [4]. Для минералогического анализа в иммерсионных жидкостях использовалась фракция 0,1 – 0,05 мм. Определение органического углерода и карбонатности осадка производилось с помощью автоматического экспресс-анализатора углерода Shimadzu TOC-Vcsn.

#### *Результаты исследований*

Набортное описание показало, что осадки шельфа представлены пеками от мелкозернистых с примесью алевроитовой фракции до отмытых крупнозернистых и миктитами. Бровка шельфа находится на глубине 400 м и сложена миктитами

Отложения континентального склона на глубинах от 400 до 1500 м представлены однородными серыми, зеленовато-серыми пелитами с примесью алевроитовой составляющей и варьируют от алевроитистых до алевроитовых пелитов. В наиболее глубоководной части полигона исследований отмечено наличие песчаных прослоев в разрезах алевропелитовых илов. Прослой мощностью от 2 мм до 17 см представлены мелкозернистым глинистым песком и расположены ниже отметки в 130 см от поверхности дна.

По мере удаления от берега и увеличения глубины моря характер

цветовой гаммы разреза меняется. Разрез начинается более мощным буро-коричневым окисленным слоем (до 20 см), сменяется зеленовато-серыми илами и завершается илами коричневатого-серого цвета.

Результаты гранулометрического анализа показали, что осадки, отобранные на станции 90, имеют более грубый состав по сравнению с осадками континентального склона и представлены песчано-гравийными миктитами. Анализ форм кривых распределения и кумулятивных кривых свидетельствует о том, что данная область представляет собой зону размыва. Осадки континентального склона, вскрытые тремя трубками, представлены более тонкозернистыми алевритистыми пелитами и имеют достаточно однородные гранулометрические характеристики. Отмечается высокая схожесть форм кривых распределения и кумулятивных кривых во всех пробах.

Карбонатность поверхностных осадков бровки шельфа составляет 4,2-6,3%, осадков континентального склона - 1,7-5,2%. Тенденций к резкому изменению этого параметра с глубиной по разрезам колонок донных осадков не наблюдается.

Выход тяжелой фракции лежит в пределах от 0,5 до 17% и в большинстве проб составляет 2-3%. Минеральный состав тяжелой фракции осадков достаточно однороден по аллотигенным минералам, таким как пироксены, амфиболы, минералам группы эпидота-цоизита и др. По содержанию аутигенных минералов наблюдаются существенные различия. Содержание пирита варьирует от 3% до 50% тяжелой фракции, содержание Fe-Mn микроконкреций – от 0% до 83%.

Содержание органического углерода (Сорг) в донных осадках находится в пределах от 0,25 до 0,9%. Изменчивость содержания Сорг по разрезу колонки незначительна, однако, наблюдается его увеличение в верхних 15-20 см разреза. В колонке ст. 90 наблюдается несколько пониженное содержание Сорг (0,25-0,45%), что связано с обстановкой размыва, проявляющейся в более грубом гранулометрическом составе осадков.

#### *Обсуждение результатов*

Донные осадки в пределах полигона имеют достаточно однообразную литологическую характеристику. Выделяются всего три типа отложений.

В наиболее мелководной северо-западной части акватории, где глубины не превышают 200 м, развиты шельфовые осадки, представленные преимущественно песками от тонкозернистых с примесью алевро-пелитовой фракции до отмытых крупнозернистых, а также миктитами.

Отложения бровки шельфа, расположенной в интервалах глубин 400-500 м, находятся в зоне размыва и представлены алевро-песчано-гравийными миктитами.

Донные осадки континентального склона сложены преимущественно пелитами в виде алевритовых или алевритистых разностей с прослоями мелкозернистого глинистого песка в наиболее глубоководной части

исследуемого района.

Сопоставление геоморфологической карты, построенной по результатам промера глубин, и площадного распространения слоев мелкозернистого глинистого песка показывает, что последнее, как правило, контролируется геоморфологическим фактором и близостью источника сноса, в частности, реки Меконг. Области, где наблюдаются включения песков, приурочены к уплощенным морфоструктурным элементам сложно построенного континентального склона: террасам, площадкам, седловинам, ограниченным с одной или нескольких сторон подводными горами и горными грядами. Данные геоморфологические ловушки являются, по всей видимости, промежуточными и, последовательно соединяясь подводными каньонами и понижениями дна, обеспечивают поступление песчаного материала в пологонаклонную равнину подножья континентального склона.

Предполагается, что слои мелкозернистого глинистого песка, наблюдаемые в пределах разреза колонок донных осадков, могут являться палеогеографическим индикатором регрессивной обстановки осадконакопления. Они распространены в глубоководной части исследуемой территории и приурочены к палеodelьте реки Меконг, что обусловило близость источника поступления более крупнозернистого материала.

Устойчивое соотношение аллотигенных минералов во всех проанализированных пробах донных осадков свидетельствует о стабильном источнике сноса материала, тогда как сильно изменяющийся состав аутигенных компонентов, как по разрезам, так и по профилю указывает на изменение физико-химических свойств среды.

#### *Выводы*

1. Распределение литологических типов донных осадков в пределах исследуемого района контролируется в первую очередь батиметрическим и геоморфологическим факторами, а также близостью к крупному источнику сноса - реке Меконг.

2. Приуроченность песчаных прослоев в алевропелитовых илах глубокой части континентального склона и его подножья к геоморфологическим ловушкам и геометрия сети подводных каньонов предположительно отражает последствия регрессии во время последнего гляциального максимума, в результате которой расстояние от источника сноса до места аккумуляции значительно сократилось и произошло увеличение гранулометрической крупности накапливающихся осадков. Данному выводу не противоречат скорости осадконакопления 50-100 мм/тыс. лет [5], подтверждающие формирование песчаных прослоев в эпоху значительной регрессии.

3. На большей части исследуемого района наблюдается изменение цвета осадков по разрезу, не отражающееся в изменении их гранулометрического и минерального состава, а также степени карбонатности и содержания Сорг.

Причиной такого изменения цвета алевропелитовых илов, по всей видимости, является смена физико-химических условий среды осадконакопления при неизменном источнике сноса, о чем говорят результаты минералогического анализа.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Sathiamurthy E., Voris H.K. Maps of Holocene Sea Level Transgression and Submerged Lakes on the Sunda Shelf // *The Natural History Journal of Chulalongkorn University. Supplement 2.* 2006. P. 1-44.
3. Sun X., Li X., Luo Y., Chen X. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology.* 2000. V. 160. P. 301–316.
- 4 Петелин В.П. Гранулометрический анализ донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
5. Астахов А.С. Литохимия осадков материковой окраины Востока Азии. Владивосток: «Дальнаука», 2001. 239 с.

Lithological characteristic of bottom sediments is one of the most important parameters for research paleogeography and paleoclimate, finding out the features of sedimentation process, sources of terrigenous material and often changing the sea level. The area of researches located on continental shelf in southwest part of South China Sea, represents considerable interest from the point of view paleogeography because the sea level here has changed on 116 meters for the last 20 thousand years. Regression during last glacial maximum was reflected in change of distance from a source of material to sedimentation area that is expressed in change of grain size composition of bottom sediments. Distribution of lithological types of bottom sediments within investigated area controlled by bathymetry and geomorphological factors, and also closeness to a large source of terrigenous material - Mekong River.

**Соколова Е.А.**

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

**Отражение климатической зональности позднего сеномана и раннего турона в Тихом океане по планктонным фораминиферам**

**Sokolova E.A.**

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

**Expression of climatic zonation of late Cenomanian to early Turonian in the Pacific of plankton foraminifers**

В настоящей работе рассматриваются срезы позднего сеномана и раннего турона соответствующие, по стратиграфической шкале Ф. Робашинского и М. Карон [1] зонам *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* и *Helvetoglobotruncana Helvetica*. Из этих возрастных интервалов автором было отобрано и изучено 230 образцов из кернов десяти скважин глубоководного бурения в Тихом океане. В исследованных отложениях было определено 103 вида планктонных фораминифер (ПФ). Виды со сходными ареалами и с одинаковыми районами максимальной концентрации обитания объединены в три климатические группы, которые, по аналогии с современными, были названы умеренной, субтропической и тропической. Для каждой скважины и каждого разреза было подсчитано число раковин видов (ПФ), относящихся к разным климатическим группам и определено их соотношение. Районы с разными показателями этих соотношений соответствовали определенным видам водных масс и были отнесены к разным типам танатоценозов. Климатические зоны выделялись на основании пространственного распределения последних.

В верхнесеноманских отложениях теплоавстралийный подтип танатоценоза, отличающийся относительной обедненностью родового состава ПФ и доминирующем содержанием (до 51%) видов умеренной группы, выявлен только в отложениях южной части Тихого океана, вскрытых одной скважиной. Южнее 35° ю.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты) сеноманские отложения микропалеонтологически не охарактеризованы. Южная промежуточная климатическая зона, характеризующиеся преобладанием субтропических видов и приблизительно равным количеством представителей тропической и умеренной групп, занимает акваторию от 35° ю.ш. до 20° ю.ш. Тетическая зона занимает акваторию от 20° ю.ш. до 5° с.ш. Ее северная граница проходит в районе скважины № 51. Там развит переходный от тетического к промежуточному подтип танатоценоза. В комплексе ПФ появляются единичные виды умеренной группы (преимущественно *Hedbergella washitaensi* (Carsey), и *Hedbergella planispira* (Tarpan). Несколько севернее в отложениях вскрытых скважиной 310А выявлен промежуточный тип

танатоценоза, который на 65% состоит из раковин видов субтропической группы.

В конце позднего сеномана (граница зон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea*) начинается массовое вымирание представителей рода *Rotalipora*, а так же в образцах из кернов скважин 169, 288 и 869 перестают встречаться виды *Hedbergella portsdawnensis* (Williams-Mitchel), и *H. Infracretacea* (Glaessner). В общей сложности на этом рубеже вымирает 18 видов ПФ [2]

В раннем туроне на стыке зон *Whiteinella archaeocretacea* и *Helvetoglobotruncana helvetica* на место вымерших сеноманских приходят 16 туронских видов. Появляются и достигают бурного расцвета многочисленные представители рода *Marginotruncana*. Изучаемые нижнетуронские отложения занимают в Тихом океане акваторию от 30° ю.ш. до 10° с.ш. Керны из скважин расположенных южнее 30° ю.ш. не обогащены раковинами фораминифер, а в разрезах высоких широт Северного полушария верхнемеловые отложения в Тихом океане отсутствуют. Согласно данным Л.П. Зоненшайна с соавторами [3] они исчезли в зонах субдукции. По всей изучаемой акватории распространен тетический танатоценоз, состоящий на 80% из видов тропической и субтропической групп. Нижнетуронские отложения, вскрытые в центральной части Тихого океана обогащены раковинами видов *Marginotruncana schneegansi* (Sigal), *M. renzi* (Gandolfi), *M. undulata* (Lehmann), *M. marginata* (Douglas). Вверх по разрезу (зона *Marginotruncana schneegansi*) появляются виды *M. angusticarinata* (Gandolfi), *M. coronata* (Bolli). Увеличивается значение вида *Dicarinella canaliculata* (Reuss). Виды умеренной группы тоже присутствуют в танатоценозе, но их раковины представлены единичными экземплярами.

В конце раннего турона зона *Helvetoglobotruncana helvetica* существенных изменений систематического состава ПФ не происходило. Миграции границ климатических зон в этот период тоже не наблюдалось.

В течение всего рассмотренного промежутка времени период плавного изменения систематического состава ПФ был прерван периодом массового, стремительного вымирания одних ПФ и зарождения других на видовом и на родовом уровне. Это явление можно объяснить тем, что чувствительность определенного вида к тем или иным условиям среды не меняется за все время существования вида; при установлении оптимальных условий вид увеличивает свою численность, при ухудшении – сокращает или полностью вымирает [4]. Очевидно, в начале позднего сеномана стабильные, благоприятные для большинства ПФ условия окружающей среды начали меняться. В середине раннего турона эти изменения приобрели резкий катастрофический характер, что повлекло за собой изменения характеристик типов водных масс в океане и, как следствие, смену систематического состава ПФ. То есть смена климатических режимов



влекла за собой биотические кризисы.

На основе анализа материалов океанических скважин можно сказать, что климат в начале позднего мела был теплым по сравнению с климатом всех ранее изученных более молодых стратиграфических срезов. Некоторые климатические изменения происходили на границе сеноман/турона.

1. В сеноманское время в низких широтах от 20° ю.ш. до 5° с.ш. в Тихом океане выявлена тетическая зона. К югу и северу от нее были развиты промежуточные танатоценозы. В Северном полушарии на широте 35° с.ш. был выявлен теплоавстральный танатоценоз

2. Начало турона характеризовалось резким потеплением. По всей изученной акватории была развита тетическая зона

3. В середине раннего турона, очевидно, произошло глобальное потепление. Биота ПФ ответила на это стремительным изменением своего систематического состава

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Robaszynski F., Caron M. Foraminiferes planktoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. N 6. P. 681-692.

2. Соколова Е.А. Отражение климатической зональности сеномана в Тихом океане и эпиконтинентальных бассейнах Северного полушария по планктонным фораминиферам // Проблемы стратиграфии и корреляции фанерозойских отложений Украины Киев: ИГН НАН Украины. 2011. С. 52-54.

3. Зоненшайн Л.П. Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3-16.

4. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.

On a basis of analysis of ocean wells one can say that the climate at the beginning of the Late Cretaceous was warm and soft. Top Turonian was characterized by a sharp warming.

**Терехов Е.Н., Балуев А.С.**

(Геологический институт РАН. Москва, Россия, tereh@ilran.ru)

**Зональность проявлений палеозойского магматизма в Баренц-регионе как отражение глубинного строения погребенных структур**

**Terekhov E.N., Baluev A.S.**

(Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow)

**Zonality of the manifestations of the paleozoic magmatism in the Barents region as a reflection of deep-seated structure of the buried structures**

Одним из примечательных типов структур земной коры являются прогибы выполненные осадками, мощность которых достигает 18-20 и более км, а в наиболее прогнутых частях характеризующиеся субокеаническим типом коры. Это Прикаспийская, Южно-Каспийская, Черноморская впадины и другие осадочные бассейны. Длительный (500-1200 млн. лет), период погружения этих структур не укладывается в рамки известных тектонических циклов. К подобному типу структур относится и Восточно-Баренцевский прогиб, который является одним из самых перспективных нефтегазоносных бассейнов Арктики. Он протягивается с севера на юг от континентального склона Северного Ледовитого океана на 1500 км при ширине 300-600 км практически до материка, разделяясь Лудловской перемычкой на Северную и Южную котловины. Огромная мощность мезозойско-палеозойских отложений в Восточно-Баренцевском бассейне достигает 18-20 км [1, 2], а ряд исследователей предполагают, что под осадками здесь отсутствует гранитный слой и тут залегает кора океанического типа, причем её возраст рассматривается как рифейский, девонский или мезозойский [3,4], но по расчетам [5] огромная мощность осадков противоречит идее наличия океанической коры. В моделях континентальной природы фундамента также нет согласия: последний рассматривается как: продолжение Балтийского щита, т.е. раннедевонский, или как фрагмент палеоконтинента Арктиды, т.е. байкальский или даже частично каледонский [6, 7].

Дискуссионным является вопрос не только о наличии рифейских и нижнепалеозойских отложений в основании прогиба, но и о составе и структуре яруса, сложенного позднедевонскими образованиями. По данным одних авторов они представлены терригенно-карбонатными толщами, по данным других - вулканитами [3,6]. Надо отметить, что представления о нижних частях разреза базируются на результатах сейсмического зондирования. При этом геологическая интерпретация этих данных оказалась весьма условной. Так в районе, примыкающим к Баренцморской впадине с юга, на п-вах Среднем и Рыбачем по геотраверсу 1-АР, мощность

рифейских отложений оценивалась в 6-8 км. Бурение параметрических скважин П-1 (на п-ве Среднем) и Р-1 на перешейке между п-вами Средний и Рыбачий дало результаты в 1.1 км и даже 18 м. до фундамента соответственно [8]. Причем этот район расположен вблизи Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, к которой он «привязан». Геологическая структура п-вов Средний и Рыбачий прекрасно обнажена, так же, как и их контакт с фундаментом. Последний, по всем петрофизическим параметрам резко отличается от рифейских отложений и их раздел является одним из важнейших границ в разрезе [1]. Причины подобной ошибки непонятны, но эти данные ставят под сомнение и выводы по центральной части впадины, удаленной от реперных участков. Поэтому, на наш взгляд, для понимания природы глубинных частей разреза Восточно-Баренцевского прогиба, недоступных для бурения в обозримом будущем, необходим региональный анализ информативных геологических комплексов, который позволит интерпретировать глубинное строение впадины с других, независимых от геофизики, позиций.

В качестве возможного индикаторного комплекса, отражающего региональное событие, мы предлагаем проанализировать расположение в Баренц-регионе проявлений магматических пород девонского возраста, которые повсеместно встречаются на суше в обрамлении Восточно-Баренцевского бассейна. Это многочисленные выходы базальтов и долеритов, по составу близких к известным трапповым формациям, и разнообразные ультраосновные – щелочные (УЩК) и кимберлитовые комплексы. В распространении этих разностей отмечается зональность. Непосредственно в обрамлении прогиба развиты базальтовые разности. Это долеритовые дайки Мурманского блока, базальты лавовых покровов и даек в полосе п-ов Канин – кряж Тиман, на северном Урале, на Пай-Хое, на всей территории Новой Земли, на Шпицбергене (рис.), а так же в Тимано-Печорском регионе и в окрестностях о. Колгуев [3]. На удалении от береговой линии и, соответственно, от прогиба развиты разновозрастные им массивы и дайки УЩК и кимберлитовые трубки. Если же считать, что центр магматической активности в позднем девоне находился в Восточно-Баренцевском прогибе, то региональная ситуация становится похожей на типичную обстановку областей развития траппов: на Сибирской платформе, в Индии, Бразилии - везде отчетливо усматривается зональность магматизма от базальтовых покровов в центре провинции и далее к периферии, где внедряются силлы, дайки, щелочные массивы и кимберлиты [9]. Подобная зональность намечается и для Баренц-региона, где помимо широко известных щелочных и кимберлитовых проявлений Кольского п-ова и Архангельской области, аналогичные или близкие по составу породы развиты и в других местах, в частности на Тимане, Шпицбергене, то есть по периферии предполагаемого центра проявления толеит-траппового магматизма.

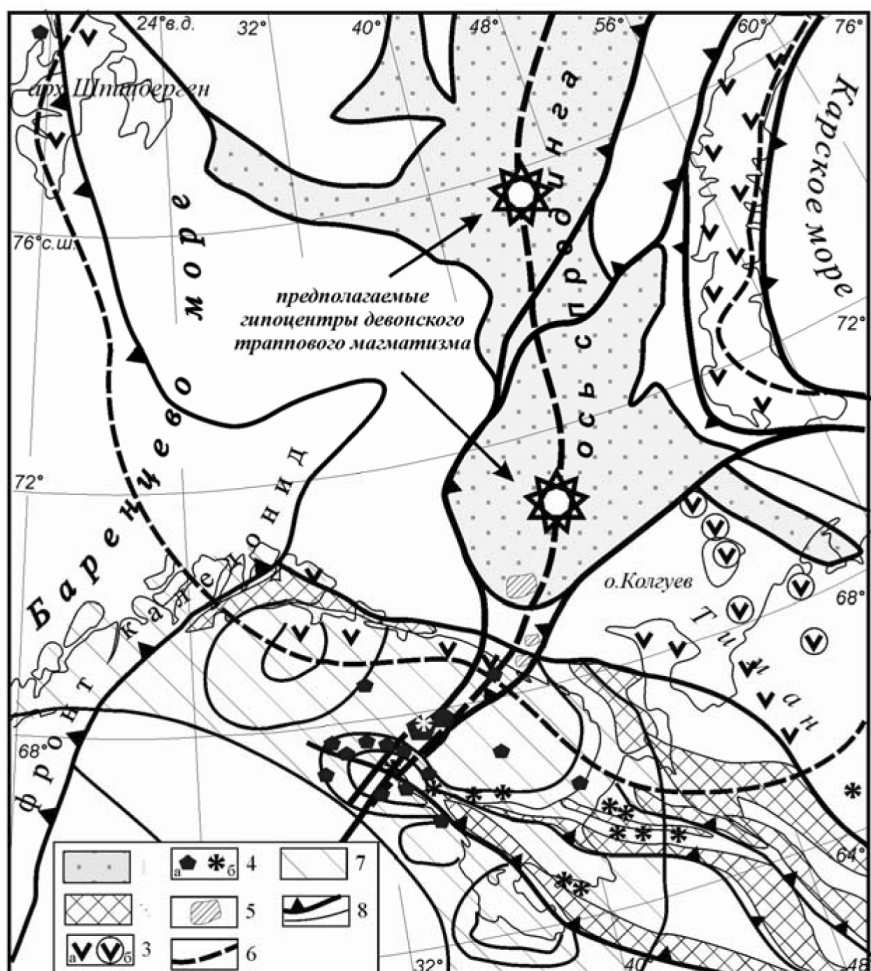


Рис. Тектоническое положение проявлений девонского магматизма в Баренц-регионе. 1 – Восточно-Баренцевский рифтогенный бассейн среднепалеозойского возраста; 2 – палеорифты рифейского возраста; 3–4 – проявления среднепалеозойского магматизма: 3- базальтов на поверхности (а) и в скважинах (б), 4 – массивы и дайки УЩК (а), трубы взрыва (б); 5 – предполагаемые по геофизическим данным интрузивные массивы в зоне пропагации Восточно-Баренцеморского рифта; 6 – граница области распространения базальт-толеитового траппового магматизма; 7 – участки метасоматически-обогащенной мантии (1.9-1.7 млрд лет); 8 - главные сбросы и прочие разломы.

Учитывая, что в девоне Гренландия примыкала к арх. Шпицбергену, то

соответственно и Гренландское кимберлитовое поле является составной частью этой магматической провинции. Проблема соотношения щелочных пород с толеитовыми платобазальтами (траппами) обсуждается со времен Дю-Тойта, а в последние годы в связи с выделением LIPs (крупных магматических провинций) в качестве индикаторов плюмовых событий, интерес к ней усилился [10, 11]. Анализ материалов по глубинному строению Баренц-региона позволяет предположить наличие позднедевонской трапповой провинции в центре Баренцевоморской плиты, по периферии которой развиты щелочные породы (рис.). Структурно-геодинамическая позиция траппового магматизма остается не вполне ясной. Чаще всего центры трапповых излияний локализуются по краям древних платформ или предшествуют расколу континентов с образованием нового океана. Одним из важных доказательств рифтовой природы Восточно-Баренцевского прогиба в позднедевонское время является Хибино-Контозерская тектоническая зона, которая нами рассматривается как структура пропагации рифта в пределы Балтийского щита [12]. В этой структуре развиты более кислые по составу щелочные породы (Хибинского типа), чем УЩК в других частях обрамления этой трапповой провинции и наблюдается пространственное совмещение щелочных и толеит-базальтовых пород. Причем на участке сочленения Балтийского щита с Баренцевоморским шельфом в пределах этой структуры выделяются характерные аномалии, которые можно интерпретировать или как массивы магматических пород (Хибинского типа) или блоки дезинтегрированных гранитов фундамента.

Таким образом, вся совокупность геологической информации по этому региону позволяет объединять щелочные и толеит-базальтовые породы позднедевонского возраста в единый магматический ансамбль дифференцированного плюм-литосферного взаимодействия с центром предположительно в пределах современного Баренцевоморского шельфа (рис.). Факт признания центра траппового магматизма позднедевонского возраста, приуроченного к Восточно-Баренцевскому рифту приводит к следующим выводам: 1) причиной палеозой-мезозойского прогибания этой структуры может быть последующий после массовых излияний провал плюма, что сопровождается выделением большого количества флюидов, способствующих формированию нефтяных и газовых месторождений [13]. 2) по периферии этого плюма возможны новые открытия массивов УЩК и кимберлитов. Особенно это касается Тимано-Северо-Уральского региона, а также пояса о. Вайгач – Новая Земля и, возможно, Земли Франца-Иосифа. Причем известная (но необъяснимая) в Мире закономерность проявления молодых кимберлитов среди более древних позволяет надеяться на находки и более молодых, чем девонские алмазосодержащих пород в этих районах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00812 и программы №9 ОНЗ РАН.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А. и др. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3-7. 1.
2. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 318 с.
3. Устрицкий В.И. Возраст, тектоническая природа и основные черты палеозойской истории Восточно-Баренцевского мегапрогиба / 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Под ред. В.А. Иванова. ВНИИ Океангеология. 2008. С. 86-92.
4. Аплонov С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., Наука. 1987. 98 с.
5. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и Геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 700-713.
6. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России М-ба 1: 2500000. Отв. Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Институт литосферы РАН. 1996. 94 с.
7. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника западно-арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32-47.
8. Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А. Новые данные о геологическом строении Северной части Кольского полуострова // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 60-65.
9. Львова Е.В. Трапповые провинции Тунгусской синеклизы и бассейна Парана-Этендека: опыт сравнения // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 3-19.
10. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3-22.
11. Ernst R.E., Bell. K Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Mineralogy and Petrology. 2010. V. 98. P. 55-76.
12. Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Геодинамическая эволюция палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тез докл. научн. конф. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2002. С. 152-154.
13. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 505-521.

Zoning accommodation toleit-basalt and alkaline-ultrabasic and kimberlite of magmatic rocks in the Barents region testifies to existence in the late devonian center of trap magmatism in the East-Barents basin of the rift type.

**Терехов Е.П.<sup>1</sup>, Можеровский А.В.<sup>1</sup>, Маркевич В.С.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, [terekhov@poi.dvo.ru](mailto:terekhov@poi.dvo.ru); <sup>2</sup>Биолого-почвенный институт, ДВО РАН, Владивосток)

**Возраст верхней части малокурильской свиты о-ва Шикотан (Курильская островодужная система) по данным радиоляриевых и спорово-пыльцевого анализов**

**Terekhov E.P.<sup>1</sup>, Mozherovsky A.V.<sup>1</sup>, Markevich V.S.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>V.I.Ill'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok; <sup>2</sup>Institute of Biology and Pedology, FEB RAS, Vladivostok)

**Age of the upper part of Malokuril'skaya formation of Shikotan Island (Kuril Arc System) under the radiolarian and palynological data**

Курильская островодужная система представлена двумя дугами – внутренней (Большой Курильской грядой) и внешней (Малой Курильской грядой) и подводным хр. Витязя. Малая Курильская гряда (МКГ) представлена серий островов: Анучина, Танфильева, Юрий, Демина, Зеленый, Полонского и Шикотан.

Малокурильская свита на о-ве Шикотан сложена терригенным вулканомиктовым флишем и выполняет осевую зону острова [1]. Предполагаемая ее мощность на острове составляет около 300 м [2, 3].

Для детализации стратиграфической схемы МКГ нами были отобраны образцы для радиоляриевых и спорово-пыльцевого анализов из отложений малокурильской свиты в береговом обрыве б. Хромова (о. Шикотан). Разрез здесь представлен флишидным переслаиванием песчаников, алевролитов и кремнистых алевроаргиллитов с прослоями туфов, карбонатизированными породами и карбонатными конкрециями. Мощность отложений в исследованном районе около 60 м. Радиоляриевые комплексы установлены по всему разрезу, а палинокомплексы обнаружены только в самой верхней (3-х метровой) части, представленной флишидным переслаиванием песчаников, алевролитов и туфов. По данным радиоляриевых анализа возраст опробованных слоев поздний кампан – маастрихт [4], а по данным спорово-пыльцевого – конец маастрихта – начало дания [5].

Таким образом, палинологическое обоснование возраста самой верхней части свиты не согласуется с возрастным диапазоном этой же части по радиоляриям.

По нашему мнению, указанное несоответствие обусловлено различной реакцией представителей флоры и фауны на условия существования: климат, солнечная активность, магнитное поле Земли и т.д. Морские организмы чрезвычайно чувствительны к изменениям кислотности, температуры, освещенности, прозрачности и т. п. Предполагается, что

реакция растений, как более консервативных элементов биоты на различные изменения палеообстановок могла быть более замедленной и тесно связана с местообитанием, по сравнению с организмами, заселяющими моря и океаны. В нашем случае важным является то, что растения вынуждены были приспосабливаться к изменениям окружающей среды, в то время как радиолярии, на наш взгляд, имели возможность реагировать иначе. В комплексе радиолярий, выделенном из пород малокурильской свиты, преобладают представители родов *Prunobrachium* и *Amphibrachium* [4]. Эти радиолярии обитали в сравнительно неглубоких бассейнах [6]. Современные мелководные радиолярии обладают способностью к перемещению (до 200 м по вертикали) при возникновении неблагоприятных условий среды [7]. Древние радиолярии, по аналогии с современными, также могли иметь возможность выбора благоприятных обстановок. Это могло привести к их более медленной адаптации и, следовательно, более позднему (по сравнению с растениями) появлению новых видов или к не использованию адаптационных механизмов вообще, с сохранением старых видов. Очевидно, с подобной реакцией радиолярий на изменения условий среды связан широкий возрастной (конец кампана - начало дания или кампан-маастрихт) интервал радиоляриевых комплексов в кремнистых породах подводного хр. Витязя [8], паланской [9, 10], учирской [11] и малокурильской свит [5].

Это несоответствие можно также объяснить продолжительностью существования многих видов радиолярий [12].

Приведенное выше суждение о различной реакции растений и радиолярий рассматривается нами не более как одно из возможных объяснений несоответствия возраста комплексов радиолярий и спорово-пыльцевого, выделенных из пород верхней части малокурильской свиты.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Говоров Г.И. Геодинамика Малокурильской палеоостроводужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 521-524.
2. Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. Мел-палеоген Малой Курильской гряды. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 140 с.
3. Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 24-34.
4. Палечек Т.Н., Терехов Е.П., Можеровский А.В. Кампан-маастрихтские радиолярии из малокурильской свиты острова Шикотан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 76-89.
5. Маркевич В.С., Можеровский А.В., Терехов Е.П. Палинологическая характеристика пограничных (маастрихт – даний) отложений малокурильской свиты о. Шикотан (Малая Курильская гряда) //



Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2011, в печати.

6. Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала. Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 5. Екатеринбург: ИГГУрО РАН. 2000. 209 с.

7. [http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc\\_biology/380/%D0%9F%D0%BE%D0%B4%D0%BA%D0%BB%D0%B0%D1%81%D1%81](http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_biology/380/%D0%9F%D0%BE%D0%B4%D0%BA%D0%BB%D0%B0%D1%81%D1%81)

8. Смирнова О.Л. Новые данные радиоляриевого анализа о возрасте докайнозойского фундамента подводного хребта Витязя (Курило-Камчатская островная дуга) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Материалы ЛIII сессии Палеонтологического общества при РАН (2-6 апреля 2007 г., Санкт-Петербург). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115-116.

9. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др., Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события М.: ГЕОС. 1997. 367 с.

10. Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро А.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 57-74.

11. Цой И.Б., Терехов Е.П., Шастина В.В., Горовая М.Т., Можеровский А.В. О возрасте отложений котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 77-88.

12. Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Беринговоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 189-217.

The reason of mismatch of dating of deposits under the data radiolarion and palynological analysis is esteemed. It is supposed, that one depends on particular reacting of the gadget, different for a flora and fauna.

**Улановская Т.Е.<sup>1</sup>, Калинин В.В.<sup>1</sup>, Зеленщиков Г.В.<sup>2</sup>**  
(<sup>1</sup>ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, info@volgogradnipineft.com; <sup>2</sup>ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону)

## **Возможна ли достоверная тектоника без качественной стратиграфии?**

**Ulanovskaya T.E.<sup>1</sup>, Kalinin V.V.<sup>1</sup>, Zelenschikov G.V.<sup>2</sup>**  
(<sup>1</sup>CJSC «VolgogradNIPIneft», Volgograd; <sup>2</sup>JSC «Uzhgeologia», Rostov-on-Don)

## **Is true tectonics possible without accurate stratigraphy?**

Зону сочленения Восточно-Европейской платформы со структурами её южного обрамления слагают породы разного возраста – от архейских до четвертичных. Разобраться в их стратиграфии было одной из важнейших задач систематических геологических исследований, проводившихся в последнем столетии на юге Украины и европейской части России, в том числе в Чёрном, Азовском и Каспийском морях. Но чем больше тысяч скважин бурилось на этой территории и чем до больших величин вырастали бюджеты геологических организаций, тем охотнее геологи успокаивались на достигнутом: они выбирали упрощённую дорогу к конечной цели – открытию месторождений полезных ископаемых, стремясь обходиться без казавшейся им второстепенной по значению стратиграфии. В.Л. Егоян, возглавлявший стратиграфическую лабораторию знаменитого нефтяного института в Краснодаре, обеспокоившись утратой интереса геологов к стратиграфии, характеризовал сложившуюся ситуацию так: «...И возникает иллюзия «законченности» стратиграфии, а вслед за ней появляются и выводы о том, что стратиграфические исследования пора бы уже и сворачивать. Разве только оставить кое-где кое-какие чисто определительские работы; остальное – «уже всё известно». Ведь для любого региона есть какая-то схема, не говоря уже о мировой (единой, общей) шкале...» (В.Л. Егоян, 1965, 1987, 1991, 1992, 1997). Пытаясь воспрепятствовать набиравшей силу тенденции к сокращению объёмов стратиграфических работ, Егоян в своих многочисленных выступлениях на совещаниях и целой серии публикаций призывал геологов пересмотреть своё отношение к стратиграфии, вспомнить, что она – фундамент геологии, а её цель – создание модели строения земной коры, обеспечивающей высокую точность геологического прогноза. На конкретных примерах Егоян показал, как высока цена, которую платит геологическая отрасль за стратиграфическую ошибку, ходатайствовал об учреждении специальной стратиграфической службы страны, намеревался организовать на Северном Кавказе постоянно действующую школу по обучению молодых специалистов навыкам стратиграфической процедуры, составил и согласовал с Министерством геологии проект пятилетних углублённых стратиграфических исследований на юге СССР с подключением к нему

множества НИИ и производственных организаций. Проектом предусматривалось решение широкого круга задач, включая: а) анализ геологической информативности скважин и анализ стратиграфических ошибок; б) инвентаризацию коллекций и кернотек, организацию местных музеев для их хранения; в) подбор материалов и подготовку атласов ископаемых.

Но Егояна не услышали и не поддержали и желаемых перемен в геологической отрасли не наступило. Переставшую развиваться и пришедшую в состояние закоснелости стратиграфию геологи самонадеянно принимали за абсолютно надёжную и брали на вооружение в своей научной и практической работе. Ниже рассматриваются примеры заблуждений в области тектоники, ставших следствием пренебрежения стратиграфией.

Знакомство с предложенной В.И. Попковым (2011) «Схемой тектонического районирования фундамента Черноморско-Каспийского региона» (главные редакторы В.Е. Хаин и В.И. Попков) порождает много вопросов. Читателю трудно примириться с помещением открытого Донбасса на этой схеме в киммериды. Если выходящий на поверхность и собранный в крутые складки карбон этого района не герциниды, то почему герциниды появились южнее Ростовского выступа в северной части Западного Предкавказья? Здесь, в пределах площади их распространения, – на восточном побережье Азовского моря (чуть южнее Бейсугского лимана) – пробурена скважина Приморско-Ахтарская-1. В интервале глубин 2334–5005 м (забой) она вскрыла сероцветную толщу аргиллитов (иначе углисто-глинистых сланцев), содержащих прослой алевролитов и песчаников, редко конгломератов, известняков и мергелей, а также кварцевых порфиров, порфиринов, кератофиров, спилитов, туфов, туффитов и прочих туфогенных пород. Принадлежность толщи к стратиграфическому интервалу средний триас–нижняя юра доказана определениями криноидей, двустворок и фораминифер. В Ейско-Березанском и Усть-Лабинском районах Западного Предкавказья эта же самая толща пройдена скважинами и на множестве других площадей бурения (с подтверждением такого же её возраста находками аммонитов, двустворок и брахиопод; К.О.Ростовцев, И.А.Воскресенский, 1968; К.О.Ростовцев, 1972).

От Западного Предкавказья толща среднего триаса–нижней юры протягивается далеко на запад – в Азовское море (Т.Е. Улановская, А.В. Шилин, 2005), Крым (где её именуют таврической серией; Е.Ф. Шнюков, В.И. Мельник, Ю.И. Иноземцев и др., 1985), северо-западную часть шельфа Чёрного моря (скважины: Десантная-1, интервал глубин 2600–3125 м, и Фланговая-2, интервал глубин 3250–3300 м) и (В.Г. Казьмин, Н.Ф. Тихонова, 2005) Северную Добруджу. Везде толща характеризуется: а) сильнейшей дислоцированностью (смятостью пород в складки, иногда даже опрокинутые, углами падения слоёв, достигающими 90°, и обилием разломов); б) наличием среди осадочных пород вулканогенной

составляющей; в) колоссальными мощностями, видимо, превышающими 4 км (ни одна скважина не добурена до её подошвы и подстилающие породы неизвестны).

Удлиненное, северо-восточного простирания, геологическое тело толщи считают рифтом, возникшим в раннем мезозое на южной периферии древней Восточно-Европейской платформы, а затем превращённым в складчатое сооружение. В современной тектонической структуре территории толща является складчатым фундаментом молодой платформы – но не эпигерцинской, а эпикиммерийской (В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.Р. Пустильников и др., 1987). Однако при составлении схемы Попкова существование толщи проигнорировано. В Чёрном и Азовском морях и Равнинном Крыму – как на участках распространения толщи, так и на прилегающих к ним участках Восточно-Европейской платформы – на схеме Попкова показаны байкалиды. Но и такая точка зрения не находит подтверждения в материалах бурения. Верхи рифея, венд и кембрий, которые свидетельствовали бы о проявлении в этом районе эпохи байкальской складчатости, ни в одном разрезе не установлены – ни достоверно, ни даже предположительно. Под подошву платформенного чехла везде выходит либо складчатый фундамент эпикиммерийской платформы, либо кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы, представленный древней частью докембрия. В южной половине северо-западной части шельфа Чёрного моря докембрий изучен на трёх площадях бурения – Голицына, Одесская и Каркинитская. Породы разреза докембрия по скважине Одесская-4 (интервал глубин 2830–3601 м) – кварц-серицит-хлоритовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые и слюдисто-полевошпатовые сланцы – прорваны мезозойскими малыми интрузиями дацитовых и андезитовых порфиритов. Докембрий разреза скважины Каркинитская-1 (интервал глубин 3760–3880 м) слагают гранат-кварцевые и двуслюдяные с включениями граната сланцы; площади Голицына (скважины -2 и -4) – близкие сланцы. Глубокий метаморфизм пород докембрия на всех трёх площадях бурения и полное отсутствие в них ископаемых говорят о том, что их возраст не моложе раннепротерозойского, соответствующего карельской эпохе складчатости. Перекрывающий докембрий платформенный чехол начинается снизу верхней юрой и нижним мелом.

Большая часть Предкавказья и на схеме Попкова, и в огромном количестве других публикаций, касающихся его геологии, фигурирует как один из основных элементов эпигерцинской Скифской плиты. При этом точка зрения, согласно которой разрез фанерозоя Предкавказья стратиграфически полный (включая его палеозойский отрезок), а завершающая складчатость складчатого фундамента Скифской плиты – герцинская (с кульминацией в карбоне), принималась за аксиому (А.И. Летавин, В.Е. Орёл, С.М. Чернышев и др., 1987; В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе,

1995; В.Е. Хаин, 2007). Но авторы настоящей статьи, проанализировав очень большой массив опубликованной и фондовой литературы и изучив керн многих сотен скважин (по музейным и рабочим коллекциям, а также непосредственно в кернохранилищах), пришли к выводу, что подобные представления в значительной мере миф.

В Предкавказье выделено несколько стратиграфических комплексов, последовательно сменяющих друг друга и являющихся отдельными структурными этажами. Они отличаются один от другого степенью метаморфизма и дислоцированности пород.

Комплекс архея достигнут бурением на севере Западного Предкавказья (Ростовский выступ) и в Азовском море (скважина Неизвестная-285). Его преобладающие породы – граниты, гнейсы, мигматиты, амфиболиты.

Следующий комплекс (видимо, многокилометровой мощности) присутствует в разрезах множества площадей бурения Западного Предкавказья и Азовского моря. Исходно вулканогенно-терригенные породы комплекса сильно метаморфизованы и превращены преимущественно в разнообразные кристаллические и метаморфические сланцы. На основании скудных палинологических данных и определений абсолютного возраста, а зачастую просто произвольно, комплекс делят на верхнепротерозойскую и палеозойскую части, а последнюю – на системы от ордовика до карбона включительно (А.Г. Алексин, А.Н. Шарданов, Г.Т. Юдин и др., 1973; Г.И. Лебедев, 2006). Но любой опытный стратиграф, осознающий ненадёжность использованных стратиграфических методов, никогда не поверит в правильность такого расчленения комплекса, так как в нём не учтён главный показатель возраста пород – степень их метаморфизма. Если сравнивать верхнюю часть комплекса, принимаемую за палеозойскую, с палеозоем смежных районов (Донбасса, Северо-Западного Причерноморья, острова Змеиный в Чёрном море и нижнего Поволжья), то между ними не обнаруживается ничего общего. Это объяснимо только неверностью выбранного варианта корреляции. Комплекс, безусловно, целиком докембрийский (скорее, протерозойский), а его кровля отвечает границе докембрия и фанерозоя. Одновременно придётся пересматривать и стратиграфический диапазон проявления в Западном Предкавказье интрузивного гранитоидного магматизма.

Наиболее молодой комплекс складчатого фундамента Западного Предкавказья охарактеризован выше как толща среднего триаса–нижней юры. Первоначально в комплексе не находили никаких палеонтологических остатков и относили его к карбону. Основанием для такого заключения было лишь литологическое сходство пород комплекса с породами разрезов трёх скважин севера Западного Предкавказья – Челбасская-25, Староминская-50 и Песчанокопская опорная, в которых встретили (очень плохой сохранности) фораминиферы карбона. В качестве каменноугольного комплекс успел попасть во множество публикаций (М.С. Бурштар, 1960;

М.С. Бурштар, А.А. Арбатов, С.Ю. Банковский и др. 1969). Но позже информация о наличии карбона в разрезах двух первых скважин была опровергнута: каменноугольные фораминиферы находились в керне из этих скважин внутри известняковых галек, заключённых в триасовую породу, т.е. они переотложены (Г.М. Аладатов, 1966; В.Р. Лозовский, П.Н. Тихонов, Е.Н. Федоренко и др., 1974). Материалы по третьей скважине – Песчанокоспская опорная – на предмет возможности их неправильного первичного истолкования не проверялись. Эта скважина оказалась единственной в Западном Предкавказье с палеонтологически доказанным палеозоем в разрезе. Но убедительно ли доказанным? Сегодня, полвека спустя после бурения скважины, есть основания в этом сомневаться.

В Восточном Предкавказье, а также севернее (в восточной части вала Карпинского) и восточнее (в Каспийском море), складчатый фундамент на полную мощность не изучен. Забой скважин останавливался либо в самом его верху, вблизи кровли, либо вообще в платформенном чехле, в основании которого залегают пермь, триас, юра или мел. Преобладающие породы толщи складчатого фундамента – аргиллиты (углисто-глинистые сланцы). Они сильно дислоцированы и, как правило, немые. Данные о датировании пород определениями фауны чрезвычайная редкость. Наиболее часто упоминается в литературе случай находки в керне из скважины Джанайская опорная (северо-западное побережье Каспийского моря) фораминифер, указывающих на возможно (!) каменноугольный возраст пород. Палинологи иногда встречали в породах споры карбона, как, например, в керне из скважины Ипатовская опорная (Северное Ставрополье). Но такое палеонтологическое обоснование каменноугольного возраста толщи (который считается общепризнанным) не более чем условное, а, значит, подлежащее проверке, особенно если принять во внимание, что «споры карбона» попадались палинологам и в породах толщи среднего триас–нижней юры Западного Предкавказья на первых этапах её изучения. Таким образом, вопрос о том, проявилась ли герцинская складчатость как таковая при формировании Скифской плиты, не имеет пока точного ответа (по причине отсутствия на ней однозначно палеозойских пород).

К этому следует добавить, что и в стратиграфических работах по всему разрезу территории, включая его часть, относящуюся к платформенному чехлу, допущено немало грубых ошибок и ляпсусов, воспринимаемых читателем как истина. Например, аналог таврической серии Крыма в разрезе скважины Десантная-1 описан как альб нижнего мела (И.И. Ищенко, Л.М. Якушин, Л.Ф. Плотникова, 2007); поверхностно и слишком схематично, с неточностями и погрешностями, составлена глава по стратиграфии в солидной монографии по Каспийскому морю (И.Ф. Глумов, Я.П. Маливицкий, А.А. Новиков, Б.В. Сенин, 2004).

Из изложенного следует вывод: тектонисты должны приостановить свои реконструкции тектонической истории территории, избавиться от

шапкозакидательских по отношению к стратиграфии настроений и позаботиться о ревизии всех накопленных в ней к настоящему времени материалов. Когда в стратиграфию территории внесут необходимые исправления, её тектоника получится совсем другой.

Stratigraphy of adjustment zones of East-European platform with the structures of its southern framework have been studied for a century. At present many serious mistakes have been revealed in this study. These errors being corrected, our understanding of tectonics will change.

**Хусид Т.А., Смирнова М.А., Чеховская М.П., Казарина Г.Х., Матуль А.Г.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, [tkhusid@mail.ru](mailto:tkhusid@mail.ru))

**Фораминиферы и диатомеи в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках Берингова моря (хребет Ширшова)**

**Khusid T.A., Smirnova M.A., Chekhovskaya M.P., Kazarina G.K., Matul A.G.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Foraminifera and Diatoms in the Holocene- Late-Pleistocene sediments Bering Sea (Shirshov Ridge)**

Исследовано распределение планктонных и бентосных микрофоссилий (фораминиферы и диатомеи) в осадках колонки SO 201-2-101, полученной в рейсе НИС «Sonne» в 2009 году в Беринговом море глубине 630 м, в районе хребта Ширшова (рис. 1). Координаты станции 58°52,52'с.ш., 170°41,45'в.д. Колонка взята в районе распространения промежуточной водной массы (ПВМ) тихоокеанского происхождения, вблизи ее нижней границы.

В распределении фораминифер выделяются два интервала (рис. 2). Нижний – от 300 см и до 55 см. Бентосные и планктонные фораминиферы присутствуют постоянно, диапазон изменений их численности небольшой: от десятков до первых сотен экземпляров. В бентосном сообществе преобладает вид *Alabaminella weddellensis*, меньшую роль играют *Angulogerina angulosa* и *Cibicides* spp. Эти виды оцениваются как оксидные (oxic), обитающие только в аэрированных придонных водах. Наряду с оксидными видами постоянно встречаются suboxic виды: *Islandiella norcrossi*, *Nonionella labradorica* и dysoxic-suboxic вид *Uvigerina peregrina*. В ассоциации планктонных фораминифер повсеместно доминирует *Neoglobobulimina pachyderma* sin., и только в горизонте 100-120 см возрастает относительное содержание *Globigerina bulloides*. В этом слое отмечен максимум численности бентосных и планктонных фораминифер. В алевроитовой размерности осадков нижнего горизонта основную часть составляет терригенный материал, обычно 80-90 %.

В верхнем горизонте численность фораминифер изменяется часто и очень резко. В интервале 55-45 см число бентосных фораминифер составляет 200-250 экз/г, в слое 45-32 см падает до нескольких экземпляров/г, а затем в интервале 32-20 см и бентосные, и планктонные фораминиферы почти исчезают. На глубине 20-5 см число бентосных форм возрастает до максимальных значений (400 экз/г) число планктонных – до 250 экз/г. В поверхностном горизонте (5-0 см) наблюдается тенденция к понижению численности фораминифер, особенно планктонных.



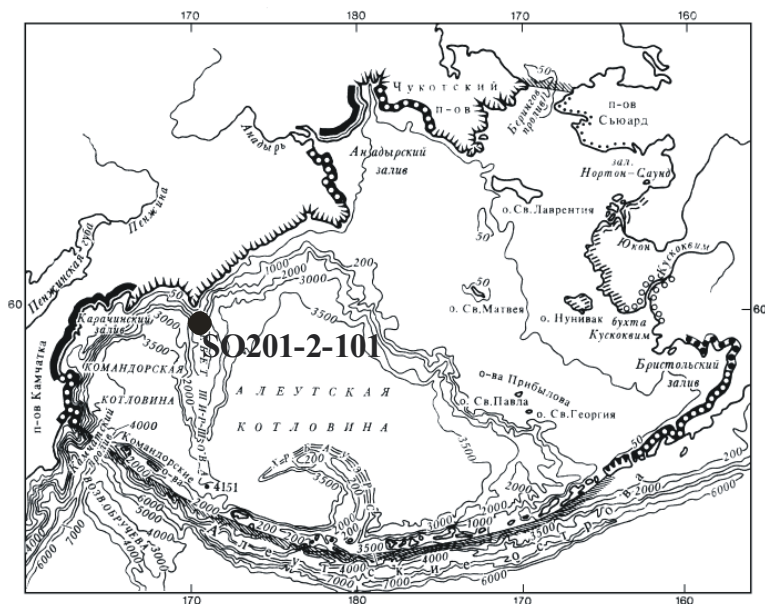


Рис. 1. Схема расположения станции

Роль терригенного материала в осадках верхнего горизонта значительно меньше, чем в нижнем горизонте, повышаясь лишь в интервале 32-20 см, бедном по содержанию микрофоссилий. Состав доминирующих видов бентосных фораминифер и их соотношение в этом горизонте также меняется очень резко и очень часто. Проследим снизу вверх: в интервале 55-45 см преобладают *Elphidium batialis* (suboxic species) и *Uvigerina peregrina* (dysoxic-suboxic), в бедном слое 45-32 см к ним присоединяется и даже выходит на первый план продуктивный дизоксидный (dysoxic) вид - *Bulimina tenuata*. В самом бедном по микрофоссилиям слое (32-20 см) доминируют эти же виды - dysoxic, suboxic, и заметно возрастает содержание видов-сестонофагов *Angulogerina angulosa* и *Fontbotia wuellerstorfi* (оба oxic species). Два последних вида обычны для бедных ассоциаций ледникового. В богатом микрофоссилиями верхнем слое 20-5 см заметно преобладают продуктивные dysoxic species: прежде всего *Bulimina tenuata*, а также *Bolivina seminuda*, *B. decussata*, *B. alata*. Последние три вида наиболее многочисленны в поверхностном слое.

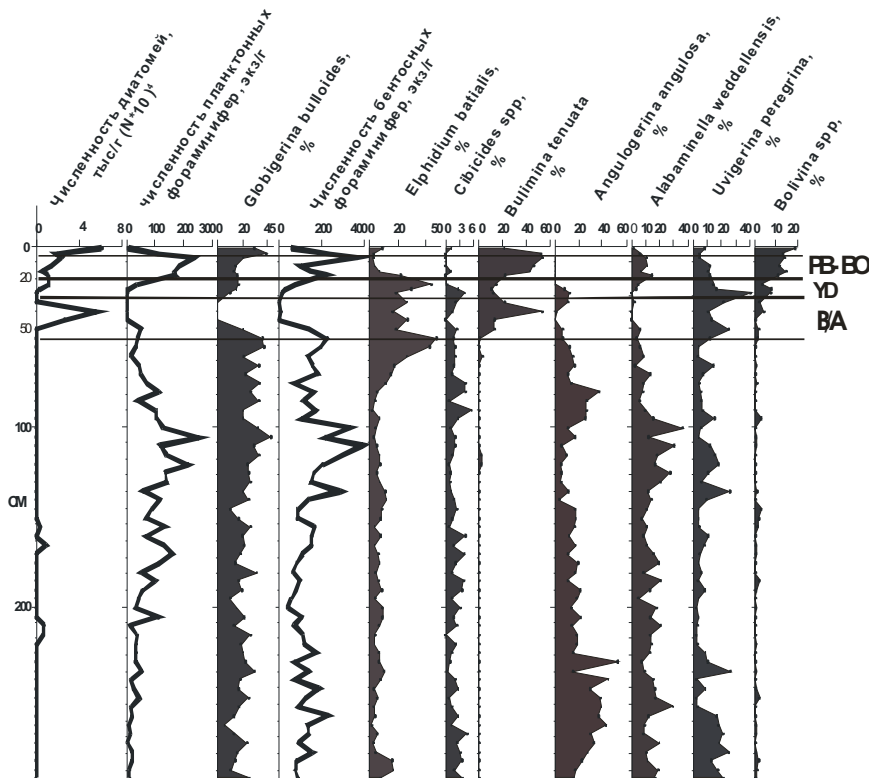


Рис. 2. Распределение микрофоссилий в колонке

Количественное распределение планктонных фораминифер в верхнем горизонте колонки обнаруживает сходство с распределением бентосных. Высокая численность планктонных раковин отмечена в интервалах 55-45 см и 20-5 см. В этих интервалах возрастает относительная концентрация *Globigerina bulloides* и снижается в бедных слоях. Высокая численность планктонных фораминифер в богатых биогенным материалом слоях обеспечивается хорошими условиями для их развития и благоприятными условиями для сохранения известковых раковин фораминифер, об этом также свидетельствует снижение относительного содержания бентосных форм в ассоциациях.

Между количественным распределением фораминифер и диатомей в осадках колонки наблюдается неоднозначная корреляция. В нижнем горизонте (300-45 см) диатомеи практически отсутствуют. В заметных количествах они встречаются только в верхних 45 см. В слое 45-32 см отмечено максимальное содержание диатомей, среди которых преобладают относительно тепловодные и продуктивные виды. Обилию диатомей в этом

слое отвечает незначительное количество фораминифер. В составе бентосной ассоциации преобладает продуктивный вид *Bulimina tenuata*. Расхождение в количественном содержании флоры диатомей и фауны фораминифер в слое 45-32 см, возможно, объясняется не столько изменениями в продуктивности моря, сколько неблагоприятными условиями для сохранности раковин фораминифер, что, по-видимому, связано с химическим составом придонных вод, а именно, низким содержанием ионов кальция в придонных водах.

В верхних 32 см наблюдается положительная корреляция численности диатомей и фораминифер. В горизонте 32-20 см диатомей, также как и фораминиферы встречены в минимальном количестве. Обилие тех и других отмечено в верхнем слое, выше 20 см. В бентосной ассоциации этого горизонта свыше половины раковин составляет продуктивный вид *Bulimina tenuata*, тот же вид, который доминировал и в горизонте 45-32 см. В поверхностном горизонте (5-0 см) намечается расхождение в тенденциях развития диатомей и фораминифер. Диатомеи показывают прирост численности, а число фораминифер уменьшается.

Основываясь на предварительных данных по возрасту (Max et al., pers.comm.), можно высказать предположение, что осадки нижнего горизонта формировались во время последнего оледенения. Полное отсутствие диатомовой флоры свидетельствует о низкой продуктивности моря в это время. На основании анализа видового и количественного состава фораминифер и диатомей верхнего горизонта наши результаты интерпретируются следующим образом. Пик численности фораминифер в горизонте 55-45 см и максимум количества диатомей в горизонте 45-32 соответствует терминации 1A (боллинг-аллеред - BØ/AL). Осадки с минимальной численностью и фораминифер и диатомей (слой 32-20 см) образовались в холодный период позднего дриаса YD. Фауна и флора в горизонте 5-20 см формировалась во время терминации 1B, включая ранний голоцен (пребореал - бореал PB-BO).

Distribution of the microfossils (foraminifera and diatoms) in the KALMAR sediment core SO201-2-101 indicates paleoenvironments during the last glacial maximum to early Holocene on the northern Shirshov Ridge. Changes in the bioproductivity and bottom oxygen conditions are exhibited by the specific foraminiferal and diatom taxa.

**Чеховская М.П.<sup>1</sup>, Степанова А.Ю.<sup>2</sup>, Хусид Т.А.<sup>1</sup>,  
Матуль А.С.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, [mjach47@mail.ru](mailto:mjach47@mail.ru);

<sup>2</sup>Палеонтологический Институт РАН)

## **Позднеплейстоценовые-Голоценовые ассоциации остракод Северного Каспия**

**Chekhovskaya M.P.<sup>1</sup>, Stepanova A.Yu.<sup>2</sup>, Khusid T.A.<sup>1</sup>,  
Matul A.G.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, <sup>2</sup>Paleontological  
Institute, Russian Academy of Sciences)

## **Late-Pleistocene-Holocene ostracod assemblages from the North Caspian Sea**

Остракоды используются в палеоэкологии, палеобатиметрии и палеоокеанологии как надежные индикаторы условий окружающей среды. Анализ распределения остракод и вида бентосных фораминифер *Ammonia beccarii* в позднеплейстоценовых-голоценовых отложениях на шельфе Северного Каспия к югу от дельты Волги (колонка ГС194-08-1 с глубины 7.4 м, 45°00'063 с.ш., 48°28'859 в.д.) основан на данных по экологии современных видов остракод в Каспийском море, представленных в работах [1, 5, 6 и др.]. Позднеплейстоценовая-голоценовая история Каспийского моря, в том числе на основе данных по абсолютной хронологии, описана в работах [2-6]. Полученные нами результаты были сопоставлены с палеографическими реконструкциями этих авторов. Хорошая корреляция смены комплексов остракод и палеогеографических событий позволило использовать предложенную ими хронологическую шкалу каспийских трансгрессий.

В разрезе четко выделяются два горизонта с резкой границей (420-227 и 227-2 см) (рис. 1, рис. 2), вероятно, связанной с перерывом в осадконакоплении. Нижний комплекс остракод таксономически более разнообразен, тогда как верхний комплекс представлен преимущественно одним видом – *Cyprideis torosa*.

Для нижней части разреза, 227-420 см, которая представляет позднехвалынскую трансгрессию, характерно высокое содержание стеногалинных видов *Cytherissa naphthoscholana*, *Cytherissa bogatschovi* и *Bacuniella dorsoarcuata*, присутствие которых предполагает возможную глубину образования осадков более 20-25 до 27-28 м и соленость воды 12.5-13.25‰. Эти виды в современных, а также новокаспийских осадках на мелководье Северного Каспия не обнаружены [1]. Вероятно, с обмелением и опреснением бассейна стеногалинные, более глубоководные виды мигрировали в центральную и южную часть бассейна.

Заслуживает внимание, что позднехвалынские отложения среди

типичных стеногалинных морских форм, также содержат мелководные пресноводные, преимущественно озерные формы *Hyocypris bradyi*, *Candona* sp. и *Limnocythere* sp. В этом интервале также присутствуют двусторонки *Lymnea* (данные Т.А. Яниной – личное сообщение), которые являются показателем лиманно-озерных условий. Присутствие в этой части разреза среди более глубоководных и типичных стеногалинных видов остракод, обитающих в диапазоне солености 12.5-13.25‰, слабосоленоводных – пресноводных может быть связано с выносом последних с мелководных участков. Однако раковины слабосоленоводных и пресноводных видов не несут следы переотложения. Более вероятным нам кажется, что периодически возникали условия, кратковременные, на общем фоне трансгрессии, близкие к лиманно-озерным в связи с резкими колебаниями уровня моря в позднехвалынское время. В позднехвалынской трансгрессии выделяются трансгрессивные стадии: кумская, -5...-6 м абсолютной высоты береговой линии (абс.), сартасская, -12 м абс., датированная 13 100 к.л.н. [2]. Предполагаемая глубина нашей станции в это время должна была меняться, от около 30 м в кумскую стадию и до 23 м и более в сартасскую. Стадии разделены глубокими регрессиями с понижением уровня моря до -28 м абс (до современного уровня моря). Возможно, происходили значительные изменения глубины до осушения и образования низких островов. Вместе с тем, вероятно, происходило перемешивание осадка и мы не обнаруживаем четких слоев с морской и пресноводной фауной.

Резкая граница между интервалами с разными комплексами остракод на уровне 227 см представляет, по видимому, перерыв в осадконакоплении, отвечающий периоду наиболее низкого стояния уровня моря, мангышлакской регрессии, более -50 абс.м. по Рычагову Г.И. [3], и по Карпычеву Ю.А. [2] – в период 11300-9300 к.л.н. до -60...-70 и даже до -100 абс.м (9300 к.л.н.)

Абсолютные концентрации створок остракод в новокаспийских слоях с вероятным возрастом 3-9 (?) тыс. лет (интервал колонки 127-227 см) более низкие по сравнению с поздним голоценом, но здесь отмечено более высокое видовое разнообразие, численность *Ammonia beccarii* очень низкая. Условия формирования этой ассоциации были заметно более мелководные чем в позднехвалынское время и несколько более глубоководные, чем в настоящее время, глубина составляла от около 10 до 12-13 м.

В позднем голоцене, последние 3 (?) тыс. лет, (интервал колонки 0-127 см) в районе колонки развивались многочисленные моновидовые поселения *S. torosa*, сопровождаемые видом бентосных фораминифер *Ammonia beccarii*, что говорит об условиях, близких к современным. Такие сообщества микрофоссилий в Северном Каспии развиваются на ракушнях на глубинах до 6-7 м, в активной гидродинамической зоне при солености придонной воды 4.5-6.5 ‰.

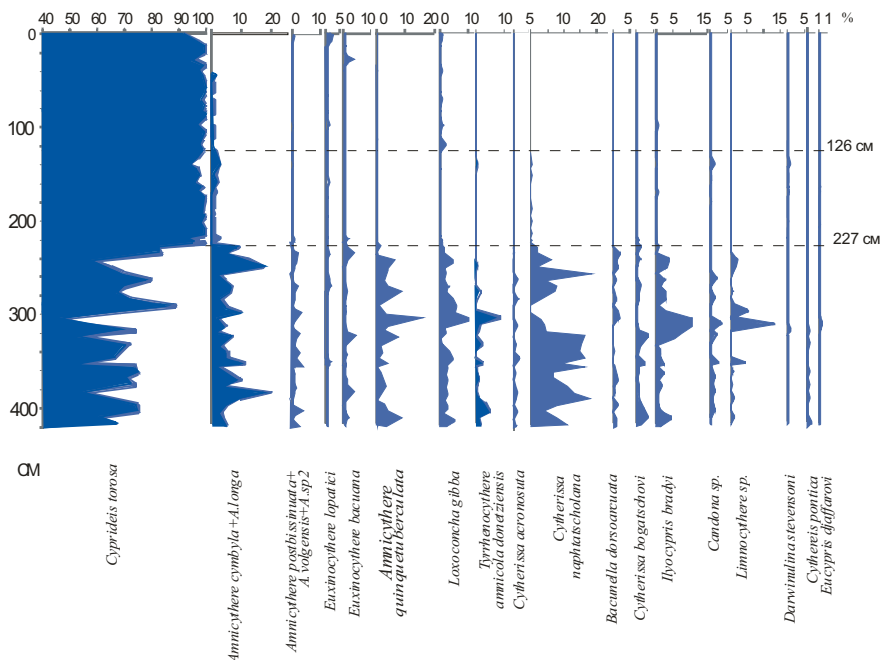


Рис. 1. Относительное содержание наиболее распространенных видов остракод в разрезе ст.194-08-1

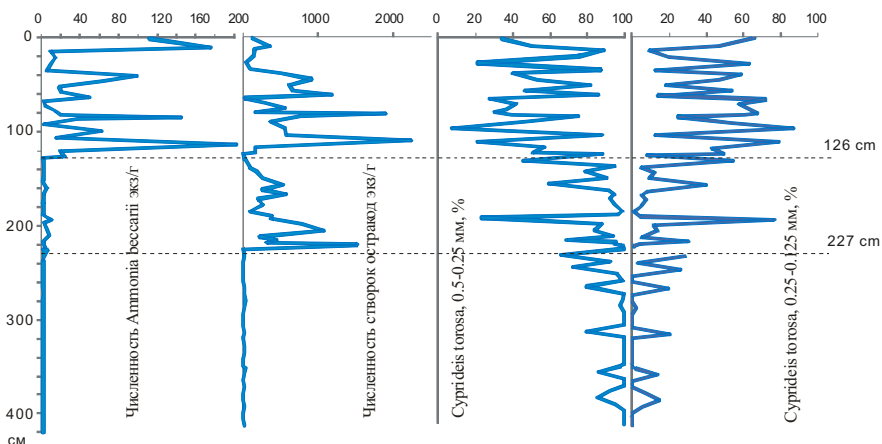


Рис. 2. Численность *Ammonia bessarii*, створок остракод и относительная численность *Cyprideis torosa* по фракциям в разрезе ст. 194-08-1

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гофман Е.Ф. Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря // Изд-во «Наука», М.: Наука, 1966. 184 с.

2. Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря за последние 20 тыс. лет по  $^{14}\text{C}$  датировкам прибрежных и донных отложений // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 447-457.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря // Изд-во Московского Университета. 1997. 267 с.
4. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземноморья в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 920-932.
5. Шорников Е.И. Опыт выделения Каспийских элементов фауны остракод в Азово-Черноморском бассейне // Зоол. ж-л. 1964. Т. XLIII. Вып. 9. С. 1276-1293 .
6. Boomer I., von Grafenstein U., Guichard F., Bieda S. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: A unique brakish, deep-water environment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. V. 225. P. 173-186.

Based on ecological characteristics of modern ostracod species in the Caspian Sea we analyzed ostracod species distribution and that of the benthic foraminifer *Ammonia beccarii* in the Holocene- Late Pleistocene sediments on the northern Caspian Sea shelf, south of Volga Delta (Core GS194-08-1, water depth 7.4 m). We compared our results with paleogeographic reconstructions by G.I. Rychagov [3], Yu.A. Karpychev [2] and there chronological scale of the Caspian transgressions.

## **Чечко В.А.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, che-chko@mail.ru)

### **Особенности динамики донных осадков Вислинского залива (Балтийское море) в прошлом (последние 100 лет) и сценарий их развития в связи с вероятными климатическими изменениями**

## **Chechko V.A.**

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

### **Features of dynamics of bottom sediments in the Vistula Lagoon (the Baltic Sea) in times past (100 years) and their development scenarios in connection with probable climate changes**

Основным фактором, определяющим режим осадконакопления в Вислинском заливе до 1916 г. являлся речной сток р. Вислы, служившим основным источником седиментационного материала. Через ее приток Ногат в залив ежегодно поступало 300-400 тыс. тонн аллювия, что в 4-5 раз превышало объем твердого стока всех остальных рек бассейна залива [1]. Волны и течения не в состоянии были переработать такое количество приносимого материала, и значительная его часть осаждалась непосредственно в приустьевом районе, за счет чего дельта выдвигалась в залив в среднем на 15 га в год. Важнейшей чертой осадконакопления, таким образом, являлось несоответствие между энергетической возможностью (гидродинамической активностью) и объемом поступающих седиментационных веществ, которое проявлялось в интенсивной аккумуляции терригенного материала.

После постройки в 1916 году водорегулирующих сооружений на р. Ногат условия изменились, поступление речного аллювия в залив сократилось в сотни раз. Определяющее влияние речного стока на процессы седиментации стало ослабевать, в свою очередь, стала возрастать роль волнения и водообмена через Балтийский пролив. Небольшие глубины залива, незначительный твердый сток, удобная конфигурация берегов для воздействия преобладающих в регионе ветров западных и северо-западных направлений – все это способствует активному развитию ветро-волнового взмучивания, которое выходит на первое место в формировании верхнего слоя осадков.

Динамика верхнего (0-10 см) слоя литологических типов донных осадков за последние 35 лет выявлена путем сравнения картосхем, составленных по материалам съемок 1959-1966 гг. [2] и 1995-2000 гг. [3]. За этот период произошло увеличение ареала песков и мелкоалевритовых илов



и значительное сокращение территорий, занятых крупными алевритами и алевритово-пелитовыми илами. В процентном отношении это выглядит следующим образом: территории, занятые песками и мелкоалевритовыми илами увеличились с 23% до 27% и с 23% до 34%, а площади распространения крупных алевритов и алевритово-пелитовых илов сократились с 24% до 17% и с 28 до 19% соответственно.

Наиболее существенные изменения произошли в перераспределении территорий, занятых алевритово-пелитовыми илами, основным источником которых были взвешенные вещества, поступавшие со стоками р. Вислы. Они занимали практически всю территорию западной части залива, за исключением узкой прибрежной полосы, покрытой песками. В настоящее время этот тип осадков по-прежнему доминирует в западной части, однако площадь распространения значительно сократилось (с 28% до 19%), они сохранились в виде сплошного узкого поля, вытянутого вдоль осевой, наиболее углубленной части котловины.

Заметные изменения в распределении донных осадков произошли в районе, примыкающем к Балтийскому проливу. 35 лет назад на этом участке были распространены мелкоалевритовые илы, покрывающие все дно, за исключением глубин менее 1 м. Сейчас сплошной их ареал оказался разорванным по условной линии Балтийский пролив - мыс Северный, а в месте разрыва илстые осадки почти полностью замещены песками и крупными алевритами (рис. 1).

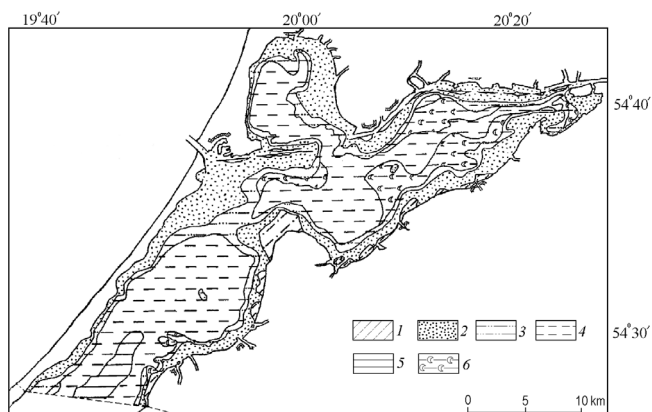


Рис. 1. Схема распределения донных осадков Вислинского залива. 1-6 – типы осадков: 1-валунно-галечные; 2-пески разнородные; 3-крупные алевриты; 4-мелкоалевритовые илы; 5-алеврито-пелитовые илы; 6-ракушняк, покрытый слоем (5-10 см) ила, алеврита

Сокращение площадей, занятых крупными алевритами, произошло в основном в восточной части, где их значительные поля оказались перекрытыми мелкоалевритовыми илами. Площади, занимаемые песками,

изменились в сторону увеличения, однако незначительно. Этим изменениям подвержены прибрежные участки и зона напротив пролива, т.е. места активной волновой переработки донных отложений, откуда тонкий материал выносится, а более крупный остается на месте. Пески хорошо сортированы ( $S_o=1.69-2.05$ ), что подтверждает тесную связь распространения песков с гидродинамической обстановкой - максимальные содержания песчаного материала маркируют участки с наиболее напряженной гидродинамикой.

Т.е. для современного седиментогенеза Вислинского залива характерны активные процессы перераспределения осадочного материала в пределах бассейна, сопровождающиеся выносом мелкозернистого материала в море.

Основой для прогнозирования эволюции распределения донных осадков на период до 2100 года послужили: результаты сравнительного анализа, метод палеогеографических аналогий и данные о вероятных изменениях уровня моря и речного стока, обусловленные колебаниями климата.

Специалистами МГУ получены статистические характеристики прогнозов подъема уровня моря, согласно которым средняя величина подъема уровня Мирового океана к 2100 году составит  $85 \pm 47$  см. В работе [4] рассматривается сценарий, по которому уровень океана поднимается к 2100 году до 88 см. Для Гданьского бассейна рост среднесезонного значения уровня при этом может достигнуть 1 м. В то же время, в результате возможных климатических изменений речной сток в южном регионе Балтийского моря уменьшится [5].

Прогнозируемое повышение уровня моря и сокращение речного стока приведет к усилению морского влияния на процессы седиментации в заливе. Этому будут способствовать возможные (без учета берегозащитных мероприятий) прорывы Вислинской косы (в районе поселка Коса, севернее мысов Главный и Высокий) и образование дополнительных соединений залива с морем. Подъем уровня вод в заливе вызовет активизацию процессов разрушения стабильных в настоящее время береговых склонов мореных возвышенностей, и к возможному возобновлению размыва отмерших береговых уступов. Вероятно, усилится также размыв тела Вислинской косы и намывных островов вдоль судоходного канала.

Такой ход литодинамических процессов увеличит поставку в акваторию залива песчаного материала. Мелкозернистые компоненты осадков наоборот, будут более интенсивно выноситься течениями в море. В результате произойдет увеличение площадей, занятых песками (особенно к юго-западу от Балтийского пролива), и сокращение площадей с осадками более мелких фракций. Наиболее значимым изменениям подвергнется район, примыкающий к Балтийскому проливу. В нем образуется сплошное широкое поле песков, занимающее всю территорию дна от пролива до мыса Северный (рис. 2).

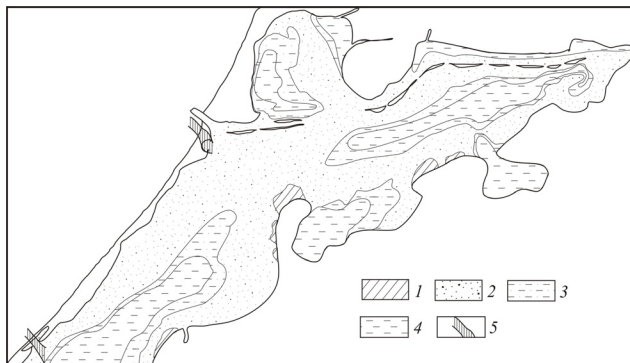


Рис. 2. Схема возможного распределения донных осадков Вислинского залива в 2100 г: 1-4 – типы осадков: 1-валунно-галечные; 2-пески разнотерные; 3-крупные алевриты; 4-мелкоалевритовые илы; 5-места возможных прорывов косы и соединений залива с морем

Существенно расширится ареал песков вдоль Вислинской косы, а также в Приморской бухте. В то же время, площади, занимаемые крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами, значительно сократятся. В восточной части залива крупные алевриты сохранятся в углублениях осевой части, а также в бухтах, образованных в зонах возможно затопления прибрежной территории. Наименьшие изменения произойдут в юго-западной части залива, они будут характеризоваться сокращением (примерно на 25-30%) ареала алевритово-пелитовых илов и расширением прибрежных песчаных отложений

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорологический режим Вислинского залива // Под ред. Н.Н. Лазаренко, А. Маевского. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 279 с.
2. Wypych, K., Nieczaj, J. Osady denne // Hydrometeorologiczny ustroj Zalewu Wislanego. Warszawa, 1975. P. 41-46.
3. Chechko V. Spatial structure and evolution of bottom sediments in the Vistula Lagoon // Transboundary water and basins in the South-East Baltic. Kaliningrad, Terra Baltica, 2008. P. 246-251.
4. Meier H. E. M., Broman B. and Kjellstrom E. Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. Clim. Res., 2004, 27. P. 59-75.
5. Chubarenko B., Esiukova E., Chubarenko I. Expected climate changes in the South-East Baltic // Dynamics of Coastal Zone of Non-tidal Seas. Kaliningrad, Terra Baltica, 2008. P. 181-185.

Over the last 100 years the floor space of the aleuro-pelitic mud distribution shrank up from 28% to 19% while that of fine aleuritic mud widened out from 23% to 34%. Sandy bottom areas got increased from 23% to 27 %. The foreseeable sea level rise and the river runoff decreasing will reinforce the marine influence on the sedimentation processes in the lagoon which will lead to the more active outflow of the fine-grained material outward the basin.

**Чечко В.А., Дорохова Е.В., Топчая В.Ю.**

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, che-chko@mail.ru)

**О достоверности отражения гранулометрическими коэффициентами современной прибрежно-морской обстановки осадконакопления и возможности их применения для палеореконструкций аналогичных условий седиментации**

**Chechko V.A., Dorohova E.V., Topchaya V.Y.**

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

**On the reliability of employing grain size coefficients to reflect modern costal marine situation of sediment accumulation and the possibility of their application for paleoreconstruction of analogous conditions of sedimentation**

Гранулометрический состав обломочных осадков отражает характер транспортировки и динамику среды осадконакопления, поэтому гранулометрические коэффициенты и статистические параметры, вычисленные по данным гранулометрического анализа, нередко используются в целях фациально-генетического анализа и для диагностики различных обстановок осадконакопления. Наиболее важные из них - модальная фракция, средний (медианный) диаметр, стандартное отклонение (коэффициент сортировки), коэффициент ассиметрии (ассиметрия) и эксцесс. Эти параметры можно рассчитывать по рядам распределения методом центральных моментов или определять графически с помощью графиков кумулятивных кривых.

Однако, при фациальных реконструкциях, по ряду причин, гранулометрические коэффициенты — статистические параметры распределений не всегда показывают надежные результаты. Вследствие этого было бы правильным, на наш взгляд, до их применения, в каждой конкретной обстановке проверять их правомочность эмпирически. Отсюда вытекает цель настоящей работы - оценка достоверности определений современной прибрежно-морской обстановки осадконакопления по гранулометрическим коэффициентам, вычисленным различными методами и возможности их применения для палеореконструкций аналогичных условий осадконакопления.

В основу работы легли результаты 19-фракционного гранулометрического анализа 30 проб донных осадков, отобранных в береговой зоне северной части Самбийского п-ва вдоль изобат 5 и 15 м (рисунок). Район исследований характеризуется сформированными ветрами устойчивыми вдольбереговыми (с максимальным скоростями 1.2-1.5 м/сек)

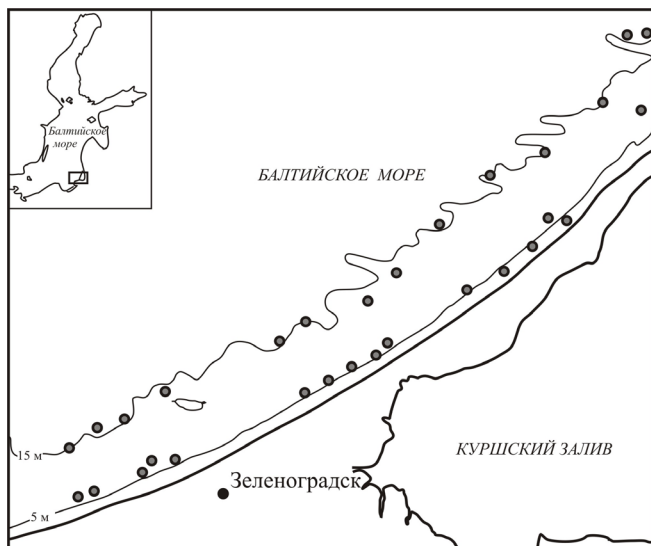


Рис. Схема расположения станций

течениями, явно преобладающими над поперечными. Основной вдольбереговой поток наносов ориентирован с запада на северо-восток, преобладающая часть осадочного материала перемещается вдоль берега в диапазоне глубин от 0 до 8-10 м. Донные осадки представлены разнотерными современными (верхнеголоценовыми) и палеогеновыми песками с незначительной примесью алеврита, имеют одномодальное (за исключением 2-х случаев) распределение размеров зерен с модой во фракции мелкозернистого песка.

Для диагностики современной обстановки осадконакопления на основании данных гранулометрического анализа были рассчитаны следующие гранулометрические коэффициенты по методу П. Траска [1], Р. Фолка и У. Уорда [2] и статистические параметры по методу моментов [3]: медианный (средний) диаметр, коэффициент сортировки (стандартное отклонение), коэффициент асимметрии (асимметрия) и эксцесс.

Для вычисления гранулометрических коэффициентов методом моментов использовалась программа GRADISTAT [4], значения коэффициентов рассчитывались по следующим формулам:

$$\bar{X}_g = \exp \frac{\sum f \ln m_m}{100}, \quad \sigma_g = \exp \sqrt{\frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^2}{100}},$$

$$Sk_g = \frac{\sum f(\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^3}{100 \ln \sigma_g^3}, \quad Kg = \frac{\sum f(\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^4}{100 \ln \sigma_g^4}$$

где  $X_g$  - средний диаметр,  $\sigma_g$  - стандартное отклонение,  $Sk_g$  - асимметрия,  $Kg$  - эксцесс

Коэффициенты П. Траска рассчитывались по формулам:

$$Md = Q_2, \quad S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}, \quad Sk = \frac{Q_3 Q_1}{M_d^2}, \quad Se = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$$

где  $Md$  – медианный диаметр,  $S_0$  – коэффициент сортированности,  $Sk$  – коэффициент асимметрии,  $Se$  – эксцесс ( $P_{90}$  и  $P_{10}$  - 90-й и 10-й перцентиль),  $Q_1, Q_2, Q_3$  - первая, вторая и третья квантили.

Коэффициенты Р. Фолка и У. Уорда рассчитывались по формулам:

$$d = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3},$$

$$S = \exp \left( \frac{\ln P_{84} - \ln P_{16}}{4} + \frac{\ln P_{95} - \ln P_5}{6.6} \right),$$

$$Sk = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)},$$

$$Se = \frac{\ln P_{95} - \ln P_5}{2.44(\ln P_{75} - \ln P_{25})}$$

где  $P_n$  – n-й %-й перцентиль в мм.

Средний (медианный) диаметр представляет собой меру величины зерен, указывающую на минимальную энергию транспортирующей среды, необходимую для переноса осадка. Его значения для изучаемых осадков, рассчитанные по указанным методикам, оказались очень близкими и соответствующими фракции мелкозернистых песков. Коэффициент корреляции между средним значением по методу моментов и средним, полученным графическим методом, составляет 0,99.

Значения стандартного отклонения и коэффициента сортировки, характеризующих степень однообразия зерен по величине, также оказались очень схожими и варьировали в диапазонах 1.2-1.6 и 1.1-1.5 соответственно. Т.е., коэффициенты, рассчитанные разными методами, показали одинаково хорошую степень сортированности осадков. Это вполне соответствует современным условиям седиментации в береговой зоне со свойственной ей активной волновой переработкой донных осадков и, как следствием, их механической дифференциацией. Следует отметить, что на глубине 15 м наблюдается некоторое ухудшение сортированности осадков, свидетельствующее о снижении волновой нагрузки на дно.

В отличие от среднего диаметра и коэффициента сортировки, значения асимметрии и эксцесса, рассчитанные тремя методами, имеют существенные различия. Коэффициент корреляции для них варьируется между 0,25 и 0,65. Чем более кривая распределения осадка отклоняется от логарифмически-нормального распределения, тем более увеличивается процент содержания осадка в хвостах распределений, увеличиваются значения асимметрии и эксцесса метода моментов, а их связь с графическими расчетами (особенно эксцесса) при этом значительно снижается.

Согласно расчетам, выполненным по методу П. Траска, донные осадки на глубинах 5 и 15 м характеризуются примерно одинаково небольшими положительными значениями асимметрии (0.581 – 1.230) и эксцесса (0.112 – 0.276). Расчеты по методу Р. Фолка и У. Уорда также показывают небольшие значения асимметрии и эксцесса, но здесь наблюдаются некоторые различия по глубинам. На глубине 15 м некоторые осадки на отдельных станциях имеют уже отрицательную асимметрию, а значения эксцесса несколько выше, чем на глубине 5 м. Наиболее существенную разницу в значениях асимметрии и эксцесса для осадков разных глубин выявляют данные метода моментов. Так, если значения асимметрии для осадков на глубине 15 м не превышают 0.565, то на глубине 5 м они больше и варьируют в диапазоне от 1.176 до 3.099. На глубине 5 м осадки отличаются и большими значениями эксцесса.

Результаты интерпретации данных, полученные методом моментов, свидетельствуют, что скорость волновой переработки материала на глубине 5 м. превышает интенсивность его поступления. Осадкообразование на этих глубинах происходит в условиях влияния однонаправленных сильных течений и одинакового воздействия прямого и обратного волновых потоков, обуславливающих вымывание тонкозернистого осадочного материала и хорошую сортированность осадков. На глубине 15 м условия осадкообразования характеризуются наличием слабых постоянных течений и ослабленного волнового воздействия на дно, с периодическим отложением и выносом осадочного материала. Расчеты, выполненные по методу П. Траска, Р. Фолка и У. Уорда не выявили существенных различий в условиях осадкообразования на разных глубинах. Они также свидетельствуют о хорошей сортированности осадков, однако значения асимметрии и эксцесса указывают на доминирование процессов аккумуляции, т.е., на преобладание поступления материала над скоростью его переработки.

Результаты исследований показывают, что донные отложения береговой зоны северной стороны Самбийского полуострова характеризуются хорошей сортировкой, одновершинностью, размерностью моды, которая, как правило, всегда немногим больше 0.1 мм, дефицитом частиц менее 0.1 мм. Наиболее достоверно современные условия седиментации отражают

параметры, рассчитанные методом моментов. Что касается гранулометрических коэффициентов, рассчитанных методами П. Траска и Р.Фолка и У.Уорда, то реальной обстановке седиментации наиболее точно соответствуют медиана и коэффициент сортированности, в то время как значения асимметрии и эксцесса могут привести к неправильной диагностике среды седиментации.

На наш взгляд, в случае применения гранулометрических коэффициентов для палеореконструкций прибрежно-морских обстановок осадконакопления в юго-восточной части Балтийского моря, более целесообразным будет их рассчитывать, используя метод моментов.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf. publ. Co. Houston, 1932.
2. Folk, R.L., Ward, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters // Journ. Sed. petrol. 1957. V. 27. № 1.
3. Krumbein W.C., Pettijohn F.J. Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century-Crofts, New York, 1938.
4. Blott S., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surf. Process. Landforms. 2001. V. 26. P. 1237–1248,

Based on the grain size analysis of sediments of the coastal zone of the Sambian Peninsula, grain size coefficients were calculated by the method of moments of P. Trask, R. Folk and W. Ward. Coefficients, calculated by the moments' method, reflect the current conditions of sedimentation most reliably. It is advisable to use them in paleoreconstructions of coastal marine conditions of sedimentation.



## **Шкатова В.К.**

(Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; [Valentina\\_Shkatova@vsegei.ru](mailto:Valentina_Shkatova@vsegei.ru))

### **Трансгрессивно-регрессивные циклы - основа региональной стратиграфической схемы квартера Каспия Shkatova V.**

(All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

### **The transgression-regression cycle as a base of regional stratigraphic scheme of Quaternary Caspian**

Крупные изменения природной среды, фиксируемые в виде трансгрессий и регрессий на суше и в акватории, являются ярко выраженными геологическими событиями регионального значения. Они могут выделяться в самостоятельные горизонты, которые образуют закономерную систему последовательности геологической истории квартера. С выделением региональных трансгрессивных и регрессивных горизонтов получаем стройную последовательность этапов во времени, возможные перерывы среди которых не могут слишком исказить историю геологического развития данного региона.

Основу предлагаемой региональной стратиграфической схемы квартера Каспия единой для суши и акватории составляют горизонты трансгрессивных и регрессивных циклов-эпох, которые являлись переломными в эволюции Каспийского региона. Особенно это касается регрессивных эпох, которые были, как правило, климато-био-магнитостратиграфическими и тектоническими рубежами, а каждая следующая трансгрессия обладала своими специфическими чертами.

В основу схемы положены многолетние исследования автора на суше опорных разрезов нижних течений рек Волги и Урала с использованием климато-литостратиграфических, классических биостратиграфических, а также палеомагнитных, геохронометрических и изотопных данных. В последнее десятилетие автор принимал участие в составлении ряда карт, включающих территорию Каспийского региона с акваториями, где были использованы некоторые подразделения из предлагаемой схемы: Государственные геологические карты четвертичных (неоген-четвертичных) образований масштаба 1:1000 000 третьего поколения листов L-38 (Пятигорск, 2006 г.) и М-38 (Волгоград, 2009 г.); геологическая карта четвертичных образований российской части Кавказа масштаба 1:1000 000 (ГИС-Атлас российской части Кавказа и прилегающих акваторий, 2010 г.); карта четвертичных отложений масштаба 1:2500 000 территории Российской Федерации (2010 г.). Кроме того автором использованы литературные материалы инженерно-геологических работ, проводившихся с 1997 г. по акватории Северного Каспия в рамках проектов

геологоразведочных работ НК «ЛУКОЙЛ» (Ю.П. Безродных, С.В. Деля, Р.Д. Магомедова и др.).

Региональная стратиграфическая схема Каспия единая для суши и акватории составлена с учетом понижения нижней границы квартера до 2,6 млн. лет (МСК, 2011 г.), совпадающая с инверсией Гаусс-Матуяма. В Каспийском регионе граница проходит также по инверсии Гаусс-Матуяма внутри среднеакчагыльской трансрессии и совпадает с концом климатического оптимума позднеурдинского времени и началом похолодания в раннеузенское время, которое закончилось климатическим пессимумом в позднеузенское время среднего акчагыла (среднеакчагыльского горизонта). Образование этого возрастного объема (объема гелазского яруса) еще предстоит доизучить).

В региональной схеме Каспия выделено шесть надгоризонтов (региоярусов) с сохранением названий, широко вошедших в геологическую практику, отражающих крупные этапы геологической истории этого региона: акчагыльский, апшеронский, бакинский, хазарский, хвалынский, каспийский (рис.1).

В объеме апшеронского надгоризонта автором предлагается выделить три горизонта ниже- средне- и верхнеапшеронский вместо четырех (новоказанковский, цубукский, сероглазовский и замьянский) по региональной схеме для Нижней Волги (1999 г. ), а последние перевести в подгоризонты, т.к. на территории развития морских образований их расчленение затруднительно.

В объеме нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена из морских трансгрессивных циклов наиболее изучен верхнехазарский горизонт, отвечающий в целом 5-й МИС, а его трансгрессивная часть (никольский или сероглазский подгоризонт) - подстадии 5е. Он определен как реперный датированный уровень для корреляции событий Каспия и Мирового океана (рис.2).

В объеме неоплейстоцена выделено шесть регрессивных горизонтов – тюркянский, сингильский, черноморский (астраханский), ательский, енотаевский и мангышлакский. Об образованиях тюркянской регрессии как в акватории, так и на суше мало данных. Сингильская регрессия лучше изучена на суше по разрезам Нижней Волги. Обе регрессии не датированы.

Черноморской (астраханской) регрессии отвечают прибрежно-морские и аванделътовые мелководные образования в акватории на абс. отм. минус 90 м, а на суше – почвы степного типа, малокарбонатные с сингенетическими жилками смятия и слабо развитыми щельниками, морфология которых свидетельствует об участии в их образовании сезонных ледяных жил.

Палеонтологически черноморский педокомплекс охарактеризован харами средне неоплейстоценового возраста, криотермной малакофауной и фауной остракод, спорово-пыльцевыми спектрами степного типа. Здесь же



| ОПЗОНА     | ОБЩАЯ МАГНИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА России (МСК, 2000) |                        | КИСЛОРОДНО-ИЗОТОПНАЯ ШКАЛА |            | РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА КАСПИЯ (ПРОЕКТ) (В.К. Шагаева, 2011) |                          |                  |                 | Индексы      |                                                       |                                                                |                                                                |
|------------|----------------------------------------------------------|------------------------|----------------------------|------------|---------------------------------------------------------------------------|--------------------------|------------------|-----------------|--------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
|            | СУБЗОНЫ, МИКРОЗОНЫ                                       | ПОДПЛОТНОСТЬ (ТЫС.ЛЕТ) | ВОЗРАСТ (ТЫС.ЛЕТ)          | СТАДИЯ     | Напоризонт                                                                | Горизонты и подгоризонты |                  |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           | Верхний                  | Средний          | Нижний          |              |                                                       |                                                                |                                                                |
| БРЮНЕС (N) | ЭТРУРИЯ                                                  | 2,5                    | 1                          |            | Каспийский                                                                | Новокаспийский           | Верхний          | pk <sub>1</sub> | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          | 6,0                    |                            |            |                                                                           |                          | Средний          | pk <sub>2</sub> |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | СОЛОВКИ                                                  |                        | 9                          |            | Каспийский                                                                | Новокаспийский           | Нижний           | pk <sub>3</sub> | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 12               |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | ГЕТЕБОРГ                                                 |                        | 12                         | 2          | Хвалынский                                                                | Мангылакий               | Верхнехвалынский | mg              | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 25               | hv <sub>2</sub> |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | ЛАШАМП (КАРАГОЛОВО)                                      |                        | 42                         | 3          | Хвалынский                                                                | Елогаевский              | en               |                 | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 60-80            |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | СТРЕЙТ                                                   |                        | 60-80                      | 4          | Хвалынский                                                                | Ательский                |                  | at              | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 82               |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | БЛЕЙК (СЕРОГЛАЗКА)                                       |                        | 100                        | 5          | Хвалынский                                                                | Нижнехвалынский          | hv <sub>1</sub>  |                 | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 92               |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            |                                                          | 120                    | a                          | Хвалынский | Ательский                                                                 | kp                       |                  | Абс. отм., М    | Датирование  | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии) | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |                                                                |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           | 114                      |                  |                 |              |                                                       |                                                                | 7-9 °C                                                         |
|            |                                                          |                        | e                          | Хвалынский | Николевский                                                               | pl                       |                  | Абс. отм., М    | Датирование  | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии) | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |                                                                |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           | 126                      |                  |                 |              |                                                       |                                                                | 7-9 °C                                                         |
| БРЮНЕС (N) | ЯМАЙКА (БИБА I)                                          | 182                    | 6                          | Хазарский  | Червоносский (Астраханский)                                               | chj                      |                  | Абс. отм., М    | Датирование  | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии) | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |                                                                |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           | 186                      |                  |                 |              |                                                       |                                                                | 7-9 °C                                                         |
|            | ЛЕВАНТИН (БИБА II, ДНЕПР, ЧАГАН)                         |                        | 290                        | 8          | Хазарский                                                                 | Нижнехазарский           | hv <sub>2</sub>  |                 | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 301              |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            | ЭМЕРОР (ЕЛУНИНО V)                                       |                        | 390                        | 10         | Хазарский                                                                 | Синильский               | sn               |                 | Абс. отм., М | Датирование                                           | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии)          | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           |                          | 364              |                 |              |                                                       |                                                                |                                                                |
|            |                                                          | 420                    | 11                         | Хазарский  | Синильский                                                                | sn                       |                  | Абс. отм., М    | Датирование  | Экскуры (субзоны, микрозоны, палеомагнитные аномалии) | Сопоставление с Общей магнито-стратиграфической шкалой, т.л.н. |                                                                |
|            |                                                          |                        |                            |            |                                                                           | 420                      |                  |                 |              |                                                       |                                                                | 7-9 °C                                                         |

Рис. 2 Региональная стратиграфическая схема среднего и верхнего неоплейстоцена и голоцена Каспия (проект)

зафиксирована аномальная полярность – Черноярская (Ямайка?), являющаяся надежным репером при корреляции.

Ательская регрессия – важный климато-био-магнито-тектонический рубеж в геологической истории Каспия, во время которой происходило осушение каспийского шельфа и интенсивное врезание рек, тектонические движения, деформирующие верхнехазарские террасы. В акватории уровень моря снижался до абсолютных отметок минус 100 м, а суша распространялась до гл. 25 м современного уровня моря, где отмечены лагунно-дельтовые образования. На суше в это время (спорово-пыльцевые спектры - холодных перигляциальных степей) образовывались лессовидные суглинки со следами погребенных почв (волгоградская стоянка палеолитического человека) и мощными криотурбациями в основании (ательская криофаза), по которым можно судить о климате более холодном, чем сейчас на 2-3°C. В них обнаружена аномальная намагниченность – Ательская (возможный аналог экскурсу Стрейт с возрастом 80-60 тыс. лет). Суглинки датированы ТЛ-методом в интервале 80-28 тыс. лет.

Енотаевская регрессия менее выразительна, чем ательская. В акватории мелководные прибрежно-морские и авандельтовые образования отмечены на абс. отм. отметках минус 20 м от современного уровня, а на суше отлагались лессовидные суглинки и супеси с бедным комплексом пресноводных и наземных моллюсков и остракод, с погребенными маломощными почвами в кровле и щельниками в подошве, изученными по уральским разрезам.

Мангышлакская регрессия (уровень моря снижался до абс. отм. минус 75 м) в акватории зафиксирована на глубине 8-13 м наземной дельтой с серией русел и озерными образованиями. Обедненный малакокомплекс не содержит представителей рода дидакн, что характерно для современного Северного Каспия. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность открытых ландшафтов с преобладанием ксерофитных растений. На суше в это время преобладают эоловые процессы. Палеомагнитная аномалия – Ганюшкино (Гетеборг?) выявлена в образованиях, относящихся к верхам морских верхнехвалынских, переходящих в эоловые пески с возрастом около 8-7,5 тыс. лет.

Составленная автором единая для суши и акватории региональная стратиграфическая схема Каспия с использованием трансгрессивно-регрессивных циклов (горизонтов) имеет большое значение для наиболее полного познания четвертичной истории этого региона.

The transgression and regression on- and offshore cycles are identified as horizons compose the basis of regional stratigraphic scheme of the Caspian Quaternary.

## Япаскерт О.В.

(Московский университет им. М.В. Ломоносова, Москва, [yapaskurt@geol.msu.ru](mailto:yapaskurt@geol.msu.ru))

## Осадочный процесс как функция взаимовлияния геосфер

Yapaskurt O.V.

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

## Sedimentation as a function of geospheres' interaction

Литология на рубеже XX и XXI веков сменила акценты своих теоретических исследований, перейдя от эмпирических обобщений природных закономерностей к раскрытию сущности процессов породообразования и минерально-породных изменений, осуществляемых как на земной поверхности, так и глубоко под ней. Упомянутая выше сущность породообразующих процессов – это физико-химические и биохимические механизмы их реализации, способы взаимовлияния, взаимообусловленности и причинная их зависимость от конкретных факторов местного, планетарного и космического масштаба.

Понятие «процесс» (*processum* – движение вперед, *лам.*) символизирует последовательное изменение чего-либо; термин имеет дуалистические трактовки: 1 – в широком смысле его содержания, или *sensu lato* (*лам.*) и 2 – в узко-конкретном значении – *sensu scripto* (*лам.*).

**Осадочный процесс** *sensu lato* символизирует многоэтапное возникновение либо обособление на земной поверхности и вблизи неё твердых и жидких фаз минеральных и органических веществ (ОВ), их перемещение, дифференциацию и локальное концентрирование в осадке механогенными, хемогенными и (или) биохемогенными способами, т.е. многими процессами *sensu scripto* в экзогенных средах; а затем – вещественно-структурные изменения осадка вследствие процессов химического взаимоуравновешивания его фаз и компонентов (по мере перекрытия их новыми накоплениями), превращение тем самым осадка в горную породу и последовательно-стадийные, дометаморфические её изменения под воздействием множества физико-химических и минералогических процессов (тоже *sensu scripto*): уплотнения, коррозии минеральных частиц, аутигенеза, трансформаций кристаллических решеток слоистых силикатов; углефикации, дегазации и др. преобразований ОВ; диффузии, метасоматоза, регенерации и межсолового перераспределения газоводных, углеводородных и др. флюидов и тому подобное – в периоды пребывания нашего объекта в интервалах глубин порядка от 0,25-0,5 км до 7-12 км, максимум до 15 км (обычно меньше).

Как видим, главными производными этого чрезвычайно сложного и многоступенчатого процесса *sensu lato* служат **осадочные горные породы**. Каждая из них представляет собой *закономерное сонахождение разноэтапных вполне определенных парагенетических ассоциаций минералов и ОВ, сформированных при конкретных стадиях осадочного*

**цикла:** – при гипергенной либо вулканогенной мобилизации веществ, седиментогенезе, диагенезе, катагенезе (региональном эпигенезе) типов начального или глубокого погружения, регрессивного воздымания толщи и др., включая завершающий гипергенез в том случае, если мы имеем дело с породой из естественного обнажения или неглубоко залегающей, выше первого уровня грунтовых вод и потому доступной атмосферным агентам химического выветривания.

Исследуя эти процессы литология на современном 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), следует рассматривать любую изучаемую им осадочную породу как геологическое образование, имеющее собственную историю зарождения, формирования и бытия в составе стратисферы, где осадки претерпевают структурно-минеральные изменения под влиянием меняющихся глубинных термобарических и физико-химических условий среды своего местопребывания и в результате вещественно-флюидных взаимообменов с соседними осадками и горными породами (на стадиях диагенеза и катагенеза).

Теперь стало очевидно, что *весь осадочный цикл, начиная от стадий гипергенеза, седиментогенеза и завершая последующими (дометаморфическими) событиями, которые определили нынешнее состояние исследуемой породы – суть итог взаимодействия и обмена осадочным веществом и энергией между многими сферами планеты* [1, 2] Поэтому современная литология стала наукой о процессах не только экзогенного породообразования, но и о достаточно глубинных, внутрискратисферных породных изменениях, а также о факторах (местного и общепланитарного масштабов), управляющих всеми этими процессами.

Историко-геологические реконструкции такого рода процессов и факторов осадочного породообразования доступны литологам благодаря тому, что их наука располагает *специфическими, только ей присущими методами* исследования. Они чрезвычайно информативны. Это, во-первых, триада неразрывно связанных между собой приемов: 1 – *стадиального анализа (СА)* [3], 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 и четкое разделение образований седиментогенных (первичных, из исходного осадка) и постседиментационных (вторичных); 2 – *генетического анализа (ГА)*, то есть истолкования только первичных (генетических) структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления и 3 – *литолого-фациального анализа (ЛФА)* условий и палеогеографических обстановок осадконакопления [4].

Эти методы, претерпевая со временем свою неизбежную модернизацию, *продолжают и будут оставаться главенствующими вне зависимости от уровня технического совершенствования лабораторной аппаратуры*, потому что их объединяет единый методологический принцип – это сравнительно-литологический подход к объекту исследования – познание геологического прошлого посредством тщательного анализа процессов и условий современного осадкообразования на континентах и дне морей и океанов, но непременно с коррективами, учитывая необратимый характер эволюции условий седиментации в истории нашей планеты. Кроме того повышается роль системного литологического подхода к природным объектам наблюдения, о котором особо ратовали в прошлом веке Н.Б. Вассоевич и Г.Ф. Крашенинников, а ныне – академик А.Н. Дмитриевский.

Вышеупомянутые методы СА, ГА, ЛФА применимы, главным образом, к минерально-компонентному и природно-слоевому уровням организации материи. Но литологи владеют также действенными методами «надпородного» уровня – анализом многограновой цикличности строения и формирования элементов стратисферы и генетическим анализом осадочных геологических формаций (см. в трудах А.Н. Дмитриевского, Ю.Н. Карагодина, Г.Ф. Крашенинникова, П.П. Тимофеева, В.Т. Фролова автора [4] и др.). Владение комплексом всех этих приемов в союзе с методами др. наук о Земле выводят нас на этап *качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами тектонистами, как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекла к себе внимание в основном 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 же 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. Осадочные формации являются флюидогенерирующими системами и, в то же время, они открыты для



притока снизу чужеродных флюидов, преобразующих породы (см. в [3]). В таком аспекте весь осадочный процесс будет воспринят исследователями как результат взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между разными сферами планеты. Этот результат оставляет о себе память, которую можно истолковывать посредством стадияльного анализа последовательности минерально-структурных превращений многих пород и породных ассоциаций. Накопленные теперь о них сведения в [3, 4] 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 и её взаимосвязей с геодинамическими режимами эволюции геосфер представляется весьма актуальным направлением будущих исследований литологов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 522-559.
2. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15-48.
3. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадияльный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008а. 356 с.
4. Япаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008б. 336 с.
5. Япаскурт О.В. Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне: Проект для обсуждения на 6-ом Всероссийском литологическом совещании 2011 г. М.: МАКС Пресс, 2010. 30 с.

The sedimentary cycle from the hypergenesis and sedimentation stages to the following ones (before metamorphism) which determines the present state of the rocks is the result of the interaction and the interchange by matter and energy between many spheres of the Earth.

**Bregman E.P.H.<sup>1</sup>, Druzhinina O.A.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Utrecht University, Netherlands, [E.Bregman@drenthe.nl](mailto:E.Bregman@drenthe.nl), <sup>2</sup>I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

## **Post glacial shoreline development and human occupation in NW Europe and the Baltic**

**Брегман Э.П.Г.<sup>1</sup>, Дружинина О.А.<sup>2</sup>**

(<sup>1</sup>Университет г. Утрехт, Нидерланды, <sup>2</sup>БФУ им. И. Канта, Калининград)

## **Постледниковое развитие и освоение человеком береговых зон Северо-Западной Европы и Балтики**

In all cultures people settled in the coastal areas, in delta's, lagoons or coastal marsh area's ("Wadden"). The most dense populated area's in the world are where main rivers build up delta's. In North Europe, in the Ice Marginal Landscapes (IML) from the Netherlands to Estonia, human settlement is in the Holocene strongly influenced by post-glacial processes like glacio-isostasy. At the regional scale geological processes like updoming, tectonic block displacements not only influenced sedimentation of river systems in delta's of for example the river Rine and Meuse [1-3], but more in general coastal development too in Wadden areas and lagoons. In last decades human settlement in the IML has been studied in detail in different countries, but without overview. Correlation with Holocene post-glacial processes are part of all studies, more or less, but based on previous studies related to Holocene relative sea level change, which influenced landscape forming processes. Modern insights about the impact of glaciations as well as in the pro-, sub- and postglacial times are till now partly or not involved in coastal development models and so till now not correlated with human settlement. In only a few studies [1, 3] processes like forbulging and local impact of forebulging and collapse down on geological structures ( e.g.loading, unloading, with differentiate tectonic block displacements and halokinese if saltdomes are near surface) are involved in quaternary geological studies and correlated to impact on human settlement and actual or near future landscape forming processes like climate change and more insight in the connection of geological postglacial processes and impact on human settlement during Holocene is needed.

### **REFERENCES**

1. Hijma M.P., Cohen, K. M. Holocene transgression of the Rhine river mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy // *Sedimentology*. 2011. doi: 10.1111/j.1365-3091.
2. Berendsen H.J.A., Stouthamer E. Palaeogeographic evolution and avulsion history of the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences // Geologie en Mijnbouw*. 2002. V. 81 (1). P. 97-112.
3. Cohen K.M. Differential subsidence within a coastal prism. Late-Glacial – Holocene tectonics in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands // *Netherlands*

Geographical Studies. 2003. V. 316. 172 p. KNAG/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht.

Неотектонические процессы должны рассматриваться как один из важных факторов, воздействующих на заселение прибрежных зон и участвующих в формировании исторических и современных ландшафтов.

## **Thiede J., Zhirov A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V., Savelieva L.M.**

(Faculty of Geography and Geoecology, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation, Joern.Thiede@awi.de)

### **The Lena River: its importance for the Arctic Ocean and its paleoenvironmental history**

The modern Lena is the largest and most important Siberian river with a drainage basin extending from the shores of the Arctic Ocean to central southeastern Siberia close to Lake Baikal. Its modern delta is obviously a result of the high Holocene sea level stand, but its impact on the oceanographic conditions generating a brackish water lid on top of water of Atlantic origin in the Laptev Sea and the adjacent deep Arctic Ocean can be deduced from seafloor surface sediments. Based on historic data from deep Arctic Ocean sediment cores (Holocene and Pleistocene) it can be shown that the Lena drained the continental interior also during the glacial maxima, probably because the large late Pleistocene Eurasian ice sheets never extended eastwards beyond Taimyr peninsula. During glacial maxima the global sea level was lowered by 120-130 m as compared to today, with the result that most of the shallow Eurasian shelf seas to the East of the NW Eurasian ice sheets were land with a coast located very close to the shelf edge. These intermittend land surfaces were affected by permafrost which can now be found as relict permafrost under the modern shelf seas. During phases of lowered sea levels the Lena must have crossed the wide Laptev Sea shelf, and even though this has not yet been studied in any great detail, we seem to be able to trace vestiges of the former valleys of the Lena in the physiography of the modern seafloor in front of the modern Lena Delta.

The age of the Lena River drainage basin which reaches from central southeastern Siberia close to Lake Baikal to the shores of the Arctic Ocean is not well constrained and will be studied by dating Lena River sediments from many locations with terrace-like formations along the entire river. The age of this system is not known in any detail. We will attempt to investigate this problem using the facilities of a new laboratory for Geochronology and Paleogeography at the Faculty of Geomorphology and Geoecology, which has recently been founded based on a megagrant from the Ministry of Education of the Russian Federation to St. Petersburg State University. Members of the new laboratory have recently carried out an exploratory trip to the Lake Baikal region and along the Lena River from Yakutsk to high northern latitudes in the Lena Pipe area; due to very stormy weather it was impossible to complete the trip into the Lena Delta and to Tiksi, but numerous terrace systems have been detected which illustrate that the Lena River has gone through a history of large variations (terraces were observed close to the city of Yakutsk and a number of smaller settlements between Yakutsk and the northern reaches of the modern Lena), both with respect to its flow patterns as well as to its volume. Over most sections of the modern Lena River the wide

valley which is deeply incised into the underlying basement, is filled beside the river itself with relatively finegrained young sandy sediments which are constantly reworked. The sediments are subject to fluvial and wind transport processes and their accumulations result in the intermittent construction of islands between river arms which according to their vegetational cover (shrubs and trees) can exist for estimated 50-100 years, their oldest cores wandering through time slowly relatively to the South until they are completely eroded. Only in the northern Lena area the presently quickly eroding permafrost provides a somewhat longer stability for such islands. It will be a worthwhile field experiment to establish the minimum ages of these islands by mapping the age patterns of the islands vegetational cover and to relate their fate to the presence of permafrost.

In the geoscientific literature it has vaguely been suggested that the Lena River can be up to 67 million year old. This seems highly problematic because this would be some time before the plate tectonic movement at that time separate Indian plate across the equatorial Indian resulted in a collision of its northern continental margin with the southern continental margins of the Eurasian plate. This collision initiated the formation of the high mountain chains and plateaus which are today found between the modern Indian Ocean and the Indian subcontinent and the deeply eroded and old Siberian craton and it probably resulted in a reorientation of the entire drainage pattern over Siberia East of the Urals. The paleoenvironmental history of the Arctic Ocean during the Late Mesozoic and the Earliest Cenozoic is poorly known, but spotty deep-sea sediment cores suggest relatively warm surface temperatures during spring and summer, while fine-grained (sea-ice?) rafted terrigenous sediment components and the occurrence of glendonites suggest the formation of ephemeral ice covers during the winter seasons. Results from drill sites on Lomonosov Ridge obtained during the 2004 ACEX expedition of ECORD in 2004 offered important insights into the paleoenvironmental history of the Arctic Ocean in response to this Cenozoic plate tectonic event. The drill sites have produced coring sequences which because of hiatuses are not complete and which open up to later revisions of the history as seen today, once more complete coring sequences will be available. The event of the high concentrations of *Azolla*-spores (a subtropical fresh water fern) signals the (first?) arrival of substantial quantities of fresh water from the Siberian mainland to the Arctic Ocean, shortly after the PETM (when the Arctic Ocean was relatively warm) and shortly before the accumulation of ice-rafted materials in mid-Eocene sediments suggest an onset of northern hemisphere glaciation, much earlier than believed hitherto. It is a speculative hypothesis that the plate tectonic events reorganizing the Siberian drainage patterns during the early Cenozoic may have contributed to, if not caused the onset of Cenozoic polar glaciations.

None of this paleoenvironmental history of the Arctic Ocean can be understood, if we do not develop a deeper understanding of the history of the

large Siberian drainage basins. Our project will pursue this problem by studying the drainage history of some of the Siberian river systems draining fresh water into the Arctic Ocean. It is of imminent interest to the future of our societies to develop a deep understanding of the processes controlling our climates and hence the well-being of our future generations. The polar regions, in particular the Arctic, may provide clues to this understanding.

## Алфавитный указатель

|                    |             |                   |             |
|--------------------|-------------|-------------------|-------------|
| Абалмасова А.      | 51          | Гребенникова Т.А. | 152, 232    |
| Абля Э.А.          | 51          | Григорьев А.Г.    | 163, 247    |
| Авилов В.И.        | 126         | Гусев Е.А.        | 42          |
| Авилова С.Д.       | 126         | Гусева Ю.Б.       | 83          |
| Аквивис Т.М.       | 9           | Деревянко Л.Г.    | 42          |
| Алексеева Т.Н.     | 227         | Деркачёв А.Н.     | 184         |
| Алехина Г.Н.       | 9           | Дмитренко О.Б.    | 168         |
| Ананьев В.В.       | 37, 93      | Доморацкая Л.Г.   | 109         |
| Андреева И.А.      | 262         | Дорохова Е.В.     | 247, 296    |
| Андрен Т.          | 173         | Дружинина О.А.    | 310         |
| Аникина Н.Ю.       | 42          | Друщиц В.А.       | 44, 252     |
| Аннин В.К.         | 131         | Дубинина Е.О.     | 104         |
| Асавин А.М.        | 28          | Дударев О.В.      | 49, 119     |
| Баженова Е.А.      | 32          | Емельянов Е.М.    | 173, 176    |
| Балуев А.С.        | 270         | Емельянова Т.А.   | 78          |
| Бараш М.С.         | 139         | Ерошенко Д.В.     | 114, 179    |
| Барг И.М.          | 134         | Жамойда В.А.      | 163, 247    |
| Батурин Г.Н.       | 144         | Захарков С.П.     | 184         |
| Баух Х.А.          | 97          | Зеленщиков Г.В.   | 278         |
| Бахмутов В.Г.      | 109         | Зинченко А.Г.     | 262         |
| Баширова Л.Д.      | 149         | Иванов Г.И.       | 51          |
| Бейер А.           | 109         | Иванова Е.Д.      | 189, 232    |
| Береснев А.Ф.      | 109         | Ильин А.В.        | 144         |
| Босин А.А.         | 184, 227    | Казарина Г.Х.     | 218, 284    |
| Брегман Э.П.Г      | 310         | Кайстренко В.М.   | 232         |
| Бубенщикова Н.В.   | 34          | Калинин В.В.      | 278         |
| Бьёрк С.           | 173         | Кандиано Е.С.     | 149         |
| Валлиус Г.         | 247         | Клювиткина Т.С.   | 42, 192     |
| ван ден Богаард П. | 99          | Князева О.В.      | 196         |
| Ванке М.           | 99          | Козлов С.А.       | 57          |
| Ванштейн Б.Г.      | 262         | Колесник А.Н.     | 62          |
| Васильев В.Е.      | 37, 93      | Колесник О.Н.     | 62          |
| Вержбицкий В.Е.    | 37, 93      | Кольцова А.В.     | 109         |
| Вернер Р.          | 66, 99, 104 | Комиссаров Д.К.   | 37          |
| Виртасаало Й.      | 247         | Корсун С.А.       | 196, 218    |
| Ганзей Л.А.        | 152, 232    | Косенкова Н.Н.    | 37          |
| Гарбе-Шёнберг Д.   | 99          | Костыгов С.       | 32          |
| Гладенков А.Ю.     | 156         | Котилайнен А.     | 247         |
| Гладенков Ю.Б.     | 160         | Краснова Е.А.     | 66, 104     |
| Гладыш В.А.        | 88          | Крейн К.          | 88          |
| Гончаров А.В.      | 51          | Крухмалев А.В.    | 49, 119     |
| Горбаренко С.А.    | 184, 227    | Крылов А.А.       | 51, 84, 262 |

|                  |                  |                   |              |
|------------------|------------------|-------------------|--------------|
| Кудрявцева Е.А.  | 200              | Разуваева Е.И.    | 262          |
| Кузнецов В.Ю.    | 204, 312         | Римская-Корсакова | 34           |
| Кузнецов И.Б.    | 196              | М.Н.              |              |
| Кузьмина Т.Г.    | 70               | Ритдорф Я.-Р.     | 70, 227      |
| Куренцова Н.А.   | 109              | Рослов Ю.В.       | 37, 93       |
| Курилов П.И.     | 51               | Рощина И.А.       | 28, 70       |
| Левитан М.А.     | 70, 75           | Рубан Д.А.        | 237          |
| Лейченков Г.Л.   | 75, 83           | Руденко А.В.      | 131          |
| Леликов Е.П.     | 78               | Руденко О.В.      | 242          |
| Лембке-Ейне Л.   | 34               | Рябчук Д.В.       | 163, 247     |
| Лисицын А.П.     | 3, 9             | Савенко М.П.      | 184          |
| Логвина Е.А.     | 88               | Садчикова Т.А.    | 44, 252      |
| Лукашина Н.П.    | 149, 208         | Саидова Х.М.      | 218          |
| Лукша В.Л.       | 70               | Сапожников Ф.В.   | 257          |
| Макарьев А.А.    | 242              | Семилетов И.П.    | 49, 119      |
| Макс Л.          | 70, 227          | Сенин В.Г.        | 28           |
| Малахов М.И.     | 184, 227         | Серов П.И.        | 262          |
| Малёнкина С.Ю.   | 213              | Сивков В.В.       | 247          |
| Мальшева С.В.    | 37               | Силантьев С.А.    | 66, 104      |
| Маркевич В.С.    | 275              | Смирнова М.А.     | 218, 284     |
| Матвеева Т.В.    | 88               | Соколова Е.А.     | 267          |
| Матиль А.Г.      | 218, 284, 288    | Соловьев В.Д.     | 109          |
| Михайлов Д.А.,   | 196              | Спиридонов М.А.   | 247          |
| Можеровский А.В. | 275              | Степанова А.Ю.    | 42, 288      |
| Морос М.         | 247              | Сыромятников      | 70           |
| Мурдмаа И.О.     | 227              | К.В.              |              |
| Мурзин Р.Р.      | 37               | Терехов Е.Н.      | 270          |
| Мурзин Р.Р.      | 93               | Терехов Е.П.      | 275          |
| Найдина О.Д.     | 219              | Тидеманн Р.       | 34, 70, 184, |
| Напреенко-       | 224, 247         |                   | 227          |
| Дорохова Т.В.    |                  | Топчая В.Ю.       | 296          |
| Нестерова Е.Н.   | 163              | Тулохонов А.К.    | 21           |
| Новоселов А.А.   | 104              | Удинцев Г.Б.      | 28, 109      |
| Нюрнберг Д.      | 34, 70, 184, 227 | Уитледж Т.        | 88           |
| Овсепян Е.А.     | 227              | Улановская Т.Е.   | 278          |
| Оськина Н.С.     | 218              | Ушакова М.Г.      | 9            |
| Отт Н.           | 109              | Фидаев Д.Т.       | 176          |
| Плетнев С.П.     | 131, 230         | Фогт К.           | 32           |
| Политова Н.В.    | 3                | Фредерикс Т.      | 32           |
| Полякова Е.И.    | 42, 97, 192      | Харин Г.С.        | 114, 179     |
| Попова Е.Г.      | 9                | Харламов А.А.     | 152, 232     |
| Портнягин М.В.   | 66, 99, 104      | Харфф Я.          | 173          |
| Разжигасва Н.Г.  | 152, 232         | Хауфф Ф.          | 99, 104      |



|                |               |                |          |
|----------------|---------------|----------------|----------|
| Хернле К.      | 66, 99        | Шкатова В.К.   | 301      |
| Худолей А.К.   | 37            | Штайн Р.       | 32, 97   |
| Хусид Т.А.     | 218, 284, 288 | Юдина А.Ю.     | 196      |
| Цой И.Б.       | 78            | Юргенсен Б.Б.  | 173      |
| Чаркин А.Н.    | 49, 119       | Япаскурт О.В.  | 306      |
| Черкашёв Г.А.  | 262           | Gustafsson O.  | 49, 119  |
| Чеховская М.П. | 218, 284, 288 | Lopatin D.V.   | 312      |
| Чечко В.А.     | 292, 296      | Savelieva L.M. | 312      |
| Шевченко В.П.  | 3             | Thiede J.      | 122, 312 |
| Шенке Г.В.     | 109           | Zhirov A.I.    | 312      |

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                                                                                                                         |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П.</i> Международные Научные Конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов»                                                                                                                              | 3  |
| <i>Лисицын А.П., Акивис Т.М., Алехина Г.Н., Попова Е.Г., Ушакова М.Г.</i> Юбиляры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2010-2011 годах                                                                                                                          | 9  |
| <i>Тулохонов А.К.</i> О роли экспедиции глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» в развитие морской геологии                                                                                                                                                             | 21 |
| <b>Морская геология Арктики и Антарктики, результаты российско-германских исследований</b>                                                                                                                                                                              |    |
| <i>Асавин А.М., Рощина И.А., Сенин В.Г., Удинцев Г.Б.</i> Типоморфные особенности железомарганцевых корок подводных гор Мэри Берд (Антарктика).                                                                                                                         | 28 |
| <i>Баженова Е.А., Фредерикс Т., Штайн Р., Фогт К., Костыгов С.</i> Позднечетвертичная история осадконакопления на континентальной окраине Восточно-Сибирского моря и прилегающей части хребта Менделеева                                                                | 32 |
| <i>Бубенищикова Н.В., Римская-Корсакова М.Н., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Лембке-Ейне Л.</i> Высокоразрешающие изменения палеосреды Охотского моря в течение последнего и предыдущего межледниковья: сравнение фораминиферовых и геохимических данных (колонка MD01-2415) | 34 |
| <i>Вержбицкий В.Е., Мурзин Р.Р., Васильев В.Е., Косенкова Н.Н., Малышева С.В., Ананьев В.В., Комиссаров Д.К., Рослов Ю.В., Худoley А.К.</i> Отражение байкальских, каледонских и герцинских тектонических событий в структуре осадочного чехла Северо-Карского региона  | 37 |
| <i>Гусев Е.А., Полякова Е.И., Клювиткина Т.С., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Степанова А.Ю.</i> Голоценовые осадки южной части Чукотского моря: результаты неглубокого бурения и донного пробоотбора                                                                    | 42 |
| <i>Друщиз В.А., Садчикова Т.А.</i> Некоторые региональные закономерности размещения скоплений газогидратов в Арктике                                                                                                                                                    | 44 |
| <i>Дударев О.В., Чаркин А.Н., Крухмалев А.В., Семилетов И.П., Gustafsson Ö.</i> Оценка потоков терригенного материала через барьерные зоны геосистемы «суша-шельф» Восточной Арктики                                                                                    | 49 |

|                                                                                                                                                                                                                              |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Иванов Г.И., Гончаров А.В., Абля Э.А., Крылов А.А., Курилов П.И., Абалмасова А.</i> Инновационные технологии комплексных геохимических исследований по оценке перспектив нефтегазоносности арктического шельфа России     | 51 |
| <i>Козлов С.А.</i> Особенности плейстоценовых отложений Баренцева и Карского морей как оснований инженерных сооружений                                                                                                       | 57 |
| <i>Колесник О.Н., Колесник А.Н.</i> Высокотемпературные микро-размерные минеральные фазы в аутигенных стяжениях Чукотского моря                                                                                              | 62 |
| <i>Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К.</i> Первые данные о составе абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана и их геодинамическое значение                                 | 66 |
| <i>Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Лукша В.Л., Рощина И.А., Сыромятников К.В., Макс Л., Нюрнберг Д., Ритдорф Я.-Р., Тидеманн Р.</i> Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море)  | 70 |
| <i>Левитан М.А., Лейченко Г.Л.</i> Влияние кайнозойского оледенения Антарктиды на историю осадконакопления Южного океана                                                                                                     | 75 |
| <i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Цой И.Б.</i> Геологическое строение тихоокеанского склона Курильской островной дуги                                                                                                        | 79 |
| <i>Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б.</i> Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов континентальной окраины Восточной Антарктиды и реконструкция обстановок осадконакопления                                                            | 83 |
| <i>Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Крылов А.А., Гладыш В.А., Крейн К., Уитледж Т.</i> Литолого-геохимические особенности отложений покмарков Чукотского плато                                                                   | 88 |
| <i>Мурзин Р.Р., Вержбицкий В.Е., Васильев В.Е., Рослов Ю.В., Ананьев В.В.</i> Сейсмофациальный анализ и сейсмостратиграфия Присевероземельского прогиба как основа для стратификации осадочного чехла Северо-Карского шельфа | 92 |
| <i>Полякова Е.И., Штайн Р., Баух Х.А.</i> История рек Сибири и маргинальных фильтров за последние 10 тысяч лет по материалам диатомового анализа                                                                             | 97 |

|                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Портнягин М.В., Ванке М., Хернле К., Хауфф Ф., ван ден Богаард П., Гарбе-Шёнберг Д., Вернер Р.</i> Первые данные о возрасте и составе пород вулканического фундамента хребтов Бауэрс и Ширшова, Берингово море                                       | 99  |
| <i>Силантьев С.А., Краснова Е.А., Портнягин М.В., Новоселов А.А., Дубинина Е.О., Хауфф Ф., Вернер Р.</i> Низкотемпературные изменения перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): тектоническая интерпретация условий образования | 104 |
| <i>Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Береснев А.Ф., Кольцова А.В., Доморацкая Л.Г., Шенке Г.В., Отт Н., Бейер А., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д.</i> Тектоника пояса пролива Дрейка – моря Скоша, Южный океан                                                 | 109 |
| <i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Комагматизм габброидов и базальтов хребта Книповича (Полярная Атлантика)                                                                                                                                               | 114 |
| <i>Чаркин А.Н., Дударев О.В., Крухмалев А.В., Семилетов И.П., Gustafsson Ö.</i> Масштабы межгодовой цикличности объемов поставки терригенного материала на перегляциальный Восточно-Арктический шельф                                                   | 119 |
| <i>Thiede J.</i> Polar Research: From Lomonosov over Nansen and Wegener into Modern Times and the Future                                                                                                                                                | 122 |

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

|                                                                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Авилов В.И., Авилова С.Д.</i> Ресурсные возможности космических объектов                                                                                        | 126 |
| <i>Аннин В.К., Плетнев С.П., Руденко А.В.</i> Современные сообщества фораминифер в Охотском море                                                                   | 131 |
| <i>Барг И.М.</i> Современное представление о схеме стратиграфии морских четвертичных отложений шельфа Азово-Черноморского бассейна                                 | 134 |
| <i>Бараи М.С.</i> Палеозойский апокалипсис: следствия и причины                                                                                                    | 139 |
| <i>Батурин Г.Н., Ильин А.В.</i> Микроэлементы в углеродистых сланцах и фосфоритах Палео-Балтики                                                                    | 144 |
| <i>Баширова Л.Д., Лукашина Н.П., Кандиано Е.С.</i> Математические методы в реконструкции поверхностных температур над северо-восточной частью Исландской котловины | 149 |

|                                                                                                                                                                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Харламов А.А.</i> Следы палеоцунами в голоценовых разрезах острова Итуруп (Курильские острова)                                                                            | 152 |
| <i>Гладенков А.Ю.</i> Неогеновые диатомеи из разреза скважины Центральная-1                                                                                                                                                   | 156 |
| <i>Гладенков Ю.Б.</i> Раннепалеогеновые события в Северной Пацифике: стратиграфические и палеогеографические аспекты                                                                                                          | 160 |
| <i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Нестерова Е.Н.</i> Опыт использования брома, как индикатора изменения палеосолёности донных отложений Балтийского моря                                                          | 163 |
| <i>Дмитренко О.Б.</i> Изменение ассоциаций верхнечетвертичных наннофоссилий в донных осадках полигона «Титаник» (Северо-Западная Атлантика)                                                                                   | 168 |
| <i>Емельянов Е.М., Андрен Т., Бьёрк С., Юргенсен Б.Б., Харфф Я.</i> И другие представители всех Прибалтийских стран Когда, где и как будем бурить дно Балтийского моря (проект IODP)                                          | 173 |
| <i>Емельянов Е.М., Фидаев Д.Т.</i> Литостратиграфия и строение нижнеголоценовых осадков Северной Балтики                                                                                                                      | 176 |
| <i>Ерошенко Д.В., Харин Г.С.</i> Эксплозивные циклы вулканизма Исландского плюма в четвертичное время (по данным прослоев пирокластики в осадках Северной Атлантики, Норвежском и Гренландском морях)                         | 179 |
| <i>Захарков С.П., Малахов М.И., Горбаренко С.А., Деркачёв А.Н., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Босин А.А., Савенко М.П.</i> Изменения палеопродуктивности и климата за последние 200 000 лет в северо-западной части Тихого океана | 184 |
| <i>Иванова Е.Д.</i> Следы японского цунами 2011г. на побережье Южных Курильских островов (результаты микрофаунистических исследований)                                                                                        | 189 |
| <i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы в осадках Восточно-Сибирского моря и их палеогеографическое значение                                                                                                 | 192 |
| <i>Корсун С.А., Кузнецов И.Б., Князева О.В., Михайлов Д.А., Юдина А.Ю.</i> Фораминиферы Elphidiidae из акватории Керетского архипелага Белого моря                                                                            | 196 |

|                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Кудрявцева Е.А.</i> Палеопродуктивность восточной части Финского залива по данным содержания органического углерода и хлорина в осадках                                                                                                                   | 200 |
| <i>Кузнецов В.Ю.</i> Методы четвертичной геохронометрии океанских формаций                                                                                                                                                                                   | 204 |
| <i>Лукашина Н.П.</i> Использование бентосных фораминифер для корреляции глубоководных событий Исландской котловины                                                                                                                                           | 208 |
| <i>Малёнкина С.Ю.</i> Сравнение юрских микробиальных построек Восточно-Европейской платформы с современными строматолитами                                                                                                                                   | 213 |
| <i>Матуль А.Г., Саидова Х.М., Хусид Т.А., Чеховская М.П., Оськина Н.С., Казарина Г.Х., Смирнова М.А., Корсун С.А.</i> Позднечетвертичная палеоэкология СЗ части Северной Пацифики: микропалеонтология осадочного материала по проекту КАЛЬМАР                | 218 |
| <i>Найдина О.Д.</i> Изменения природных условий северо-восточного региона моря Лаптевых во время постгляциальной трансгрессии по микропалеонтологическим данным                                                                                              | 219 |
| <i>Напреенко-Дорохова Т.В.</i> Отражение литориновой стадии Балтийского моря в спорово-пыльцевых спектрах донных осадков Борнхольмской впадины                                                                                                               | 223 |
| <i>Овсепян Е.А., Мурдмаа И.О., Алексеева Т.Н., Макс Л., Ритдорф Я.-Р., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Горбаренко С.А., Малахов М.И., Босин А.А.</i> Палеоокеанологические условия на хребте Ширшова, в западной части Берингова моря, в течение Терминаций I и II | 227 |
| <i>Плетнев С.П.</i> Температурный режим Японского моря и прилегающих районов в плейстоцене                                                                                                                                                                   | 230 |
| <i>Разжигалева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Иванова Е.Д., Кайстренко В.М., Харламов А.А.</i> Изучение осадков современных цунами и критерии выделения цунамигенных фаций                                                                            | 232 |
| <i>Рубан Д.А.</i> Новые данные об отложениях мезотического обрывистого побережья Танаисского палеозалива Восточного Паратетиса                                                                                                                               | 237 |
| <i>Руденко О.В., Макарьев А.А.</i> Водные палиноморфы в поверхностных осадках Карского моря                                                                                                                                                                  | 242 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Григорьев А.Г., Спиридонов М.А., Котилайнен А., Виртасаало Й., Валлиус Г., Морос М., Сивков В.В., Дорохова Е.В., Напреенко-Дорохова Т.В.</i> Результаты международного проекта БОНУС INFLOW для восточной части Финского залива – новые данные о палеогеографии и геологической истории региона в голоцене | 247 |
| <i>Садчикова Т.А., Друзиц В.А.</i> Эволюция обстановок осадконакопления на шельфе и островах Восточной Арктики в кайнозойе                                                                                                                                                                                                               | 252 |
| <i>Сапожников Ф.В.</i> Морфологический портрет современного диатомового таксоцена сублиторали Печорского моря                                                                                                                                                                                                                            | 257 |
| <i>Серов П.И., Андреева И.А., Ваништейн Б.Г., Зинченко А.Г., Крылов А.А., Разуваева Е.И., Черкашёв Г.А.</i> Литологическая характеристика донных отложений юго-западной части Южно-Китайского моря                                                                                                                                       | 262 |
| <i>Соколова Е.А.</i> Отражение климатической зональности позднего сеномана и раннего турона в Тихом океане по планктонным фораминиферам                                                                                                                                                                                                  | 267 |
| <i>Терехов Е.Н., Балухев А.С.</i> Зональность проявлений палеозойского магматизма в Баренц-регионе как отражение глубинного строения погребенных структур.                                                                                                                                                                               | 270 |
| <i>Терехов Е.П., Можеровский А.В., Маркевич В.С.</i> Возраст верхней части малокурильской свиты о-ва Шикотан (Курильская островодужная система) по данным радиоляриевого и спорово-пыльцевого анализов                                                                                                                                   | 275 |
| <i>Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленичиков Г.В.</i> Возможна ли достоверная тектоника без качественной стратиграфии?                                                                                                                                                                                                                  | 278 |
| <i>Хусид Т.А., Смирнова М.А., Чеховская М.П., Казарина Г.Х., Матуль А.Г.</i> Фораминиферы и диатомеи в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках Берингова моря (хребет Шиர்шова)                                                                                                                                                       | 284 |
| <i>Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А., Матуль А.С.</i> Позднеплейстоценовые-Голоценовые ассоциации остракод Северного Каспия                                                                                                                                                                                                     | 288 |
| <i>Чечко В.А.</i> Особенности динамики донных осадков Вислинского залива (Балтийское море) в прошлом (последние 100 лет) и сценарий их развития в связи с вероятными климатическими изменениями                                                                                                                                          | 292 |

|                                                                                                                                                                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Чечко В.А., Дорохова Е.В., Топчая В.Ю.</i> О достоверности отражения гранулометрическими коэффициентами современной прибрежно-морской обстановки осадконакопления и возможности их применения для палеореконструкций аналогичных условий седиментации | 296 |
| <i>Шкатова В.К.</i> Трансгрессивно-регрессивные циклы – основа региональной стратиграфической схемы квартера Каспия                                                                                                                                      | 301 |
| <i>Япаскурт О.В.</i> Осадочный процесс как функция взаимодействия геосфер                                                                                                                                                                                | 306 |
| <i>Брегман Э.П.Г., Дружинина О.А.</i> Постледниковое развитие и освоение человеком береговых зон Северо-Западной Европы и Балтики                                                                                                                        | 310 |
| <i>Thiede J., Zhirov A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V., Savelieva L.M.</i> The Lena River: its importance for the Arctic Ocean and its paleoenvironmental history                                                                                       | 312 |
| <b>Алфавитный указатель</b>                                                                                                                                                                                                                              | 315 |



## CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Lisitzin A.P., Politova N.V., Shevchenko V.P.</i> International Scientific conferences on Marine geology                                                                                                                                                              | 3  |
| <i>Lisitzin A.P., Akivis T.M., Alekhina G.N., Popova E.G., Ushakova M.G.</i> Persons of P.P. Shirshov Institute of Oceanology whose anniversary were celebrated in 2010-2011                                                                                             | 9  |
| <i>Tulokhonov A.K.</i> About a role of expedition of deep-water manned devices "Mir" in development of sea geology                                                                                                                                                       | 21 |
| <b>Marine geology of the Arctic and Antarctic regions, the results of German-Russian investigations</b>                                                                                                                                                                  |    |
| <i>Asavin A.M., Roshina I.A., Senin V.L., Udincev G.B.</i> Fe-Mn crust of Mery Beard seamount (Amundsen Sea, Antarctica) peculiarity and chemical composition                                                                                                            | 28 |
| <i>Bazhenova E.A., Frederichs T., Stein R., Vogt C., Kostygov S.</i> Late Quaternary sedimentary regimes at the East Siberian Sea continental margin and adjacent part of the Mendeleev Ridge                                                                            | 32 |
| <i>Bubenshchikova N.V., Rimskaya-Korsakova M.N., Nürnberg D., Tiedemann R., Lembke-Jene L.</i> High-resolution variations of the Okhotsk Sea environment during the present and last interglaciations: comparison of foraminiferal and geochemical data (core MD01-2415) | 34 |
| <i>Verzhbitsky V.E., Murzin R.R., Vasilyev V.E., Kosenkova N.N., Malysheva S.V., Ananyev V.V., Komissarov D.K., Roslov Yu.V., Khudoley A.K.</i> Record of Baikalian, Caledonian and Herzynian tectonic events in the sedimentary cover of the North Kara Region          | 37 |
| <i>Gusev E.A., Polyakova E.I., Klyuvitkina T.S., Anikina N.Yu., Derevyanko L.G., Stepanova A.Yu.</i> Holocene sediments in the southern part of Chukchi Sea: results of shallow drilling and sediment sampling                                                           | 42 |
| <i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> Some regional regularities of gas hydrate distribution in the Arctic                                                                                                                                                              | 44 |
| <i>Dudarev O., Charkin A., Krukhmalev A., Semiletov I., Gustafsson Ö.</i> Evaluation of terrigenous flows across the barrier zone of the East Arctic "land-shelf" system                                                                                                 | 49 |

|                                                                                                                                                                                                                                |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Ivanov G.I., Goncharov A.V., Ablya E.A., Krylov A.A., Kurilov P.I., Abalmasova A.</i> Innovative technology of multidisciplinary geochemical study for evaluation of oil and gas prospects of Arctic shelf of Russia        | 51 |
| <i>Kozlov S.A.</i> The Pleistocene sediments of the Barents and Kara seas as bases of engineering constructions                                                                                                                | 57 |
| <i>Kolesnik, O.N., Kolesnik, A.N.</i> High-temperature micro-sized mineral phases in authigenic concretions from the Chukchi Sea                                                                                               | 62 |
| <i>Krasnova E.A., Portnyagin M.B., Silantyev S.A., Werner R., Hoernle K.</i> First data on the composition of abyssal peridotites from the NW Pacific and their geodynamic implication                                         | 66 |
| <i>Levitan M.A., Kuzmina T.G., Luksha V.L., Roshchina I.A., Syromyatnikov K.V., Maks L., Nürnberg D., Riethdorf Y.-R., Tiedemann R.</i> Late Pleistocene sedimentation history on the submarine Shirshov Ridge (Bering Sea)    | 70 |
| <i>Levitan M.A., Leichenkov G.L.</i> Influence of Cenozoic Antarctic glaciation for sedimentation history of the Southern Ocean                                                                                                | 75 |
| <i>Lelikov E.P., Emelyanova T.A., Tsoy I.B.</i> Geological composition of the pacific slope of the Kurile island arc                                                                                                           | 79 |
| <i>Leychenkov G.L., Guseva Yu.B.</i> Seismic stratigraphy of the East Antarctic Sedimentary Basins and reconstruction of depositional paleoenvironments                                                                        | 83 |
| <i>Logvina E.A., Matveeva T.V., Krylov A.A., Gladyshev V.A., Krane K., Whittedge T.</i> Lithological-geochemical peculiarities of pockmarks from the Chukchi Plateau                                                           | 88 |
| <i>Murzin R.R., Verzhbitskiy V.E., Vasilyev V.E., Roslov Yu.V., Ananov V.V.</i> Seismic facies and seismic stratigraphy of Priseverozemelskiy depression as a base for stratification of sedimentary cover of North Kara shelf | 92 |
| <i>Polyakova Ye.I., Stein R., Bauch H.A.</i> History of the Siberian rivers and the marginal filters during the last 10 cal. ka based on diatom analysis                                                                       | 97 |
| <i>Portnyagin M.V., Wanke M., Hoernle K., Hauff F., van den Bogaard P., Werner R., Garbe-Schönberg D.</i> First data of the age and composition of volcanic basement of Bowers and Shirshov Ridges in the Bering Sea           | 99 |
| <i>Silantyev S., Krasnova E., Portnyagin M., Novoselov A., Dubinina E., Hauff F., Werner R.</i> Low-temperature alteration of ul-                                                                                              |    |

|                                                                                                                                                                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| tramafic rocks from Stalemate Fracture Zone (North-West Pacific): tectonic applications of origin conditions                                                                                                        | 104 |
| <i>Udintsev G.B., Kurentsova N.A., Beresnev A.F., Koltsova A.V., Domoratskaja L.G., Schenke H.W., Ott N., Beyer A., Bakhmutov V.G., Solovyov V.D.</i> Tectonics of the belt Drake Passage – Scotia Sea, South Ocean | 109 |
| <i>Kharin G.S. Eroshenko D.V.</i> Comagmatism of the gabbro and basalts of the Knipovich Ridge (Polar Atlantic)                                                                                                     | 114 |
| <i>Charkin A., Dudarev O., Krukhmalev A., Semiletov I., Gustafsson Ö.</i> Scales of interannual ciclicity of the terrigenous matter supply to the pereglacial East-Arctic Shelf                                     | 119 |
| <i>Thiede J.</i> Polar Research: From Lomonosov over Nansen and Wegener into Modern Times and the Future                                                                                                            | 122 |

### **Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits**

|                                                                                                                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Avilov V.I., Avilova S.D.</i> Resource possibilities of Cosmic Objects                                                                                                                  | 126 |
| <i>Annin V.K., Pletnev S.P., Rudenko A.V.</i> Recent foraminiferal Assemblages in the Okhotsk Sea                                                                                          | 131 |
| <i>Barg I.M.</i> Modern understanding of the scheme of stratigraphy of marine quaternary sediments of shelf of Azov-Black Sea basin                                                        | 134 |
| <i>Barash M.S.</i> Paleozoic apocalypse: effects and causes                                                                                                                                | 139 |
| <i>Baturin G.N., Ilyin A.V.</i> Microelements in carbonaceous shales and phosphorites of Paleo-Baltic Sea                                                                                  | 144 |
| <i>Bashirova L.D., Lukashina N.P., Kandiano E.S.</i> Mathematic methods for reconstructions of Sea Surface temperatures above northeast part of the Island basin                           | 149 |
| <i>Ganzev L.A., Razzhigaeva N.G., Grebennikova T.A., Harlamov A.A.</i> Traces of paleotsunami in the Holocene sections of Iturup Island (Kuril Islands)                                    | 152 |
| <i>Gladenkov A.Yu.</i> Neogene diatoms from the hole Central-1 (Chukchi shelf of the Bering Sea)                                                                                           | 156 |
| <i>Gladenkov Yu.B.</i> Early Paleogene events in the North Pacific: stratigraphic and paleogeographic aspects                                                                              | 160 |
| <i>Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V., Nesterova E.N.</i> Approach of Br content measurement as an indicator of paleosalinity changing in the bottom sediments of the Baltic Sea | 163 |

|                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Dmitrenko O.B.</i> Change of the Upper Quaternary Nannofossil Associations in the “Titanic” site bottom sediments (SW Atlantic)                                                                                                                      | 168 |
| <i>Emelyanov E.M., Andren T., Bjork S., Jorgensen B.B., Harff J. et al.</i> When, where and how we will drill the Baltic Sea bottom                                                                                                                     | 173 |
| <i>Emelyanov E.M., Fidaev D.T.</i> Litostratigraphy and composition of lower Holocene sediments of the Northern Baltic                                                                                                                                  | 176 |
| <i>Eroshenko D.V., Kharin G.S.</i> Explosive volcanism of Iceland plume cycles during the Quaternary period (according to the layers of pyroclastics in the sediments of the North Atlantic, Norwegian and Greenland Seas)                              | 179 |
| <i>Zakharkov S.P., Malakhov M.I., Gorbarenko S.A., Derkachev A.N., Nurnberg D., Tiedemann R., Bosin A.A., Savenko M.P.</i> Paleoproductivity climate change, for last 200 000 years in NW Pacific                                                       | 184 |
| <i>Ivanova Ye.D.</i> Traces of the Japanese tsunami 2011 on Southern Kuriles’s coast (by results of microfauna researches)                                                                                                                              | 189 |
| <i>Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.</i> Aquatic palynomorphs in the East-Siberian Sea sediments and their application in paleogeography                                                                                                                 | 192 |
| <i>Korsun S., Kuznetsov I., Knyazeva O., Mikhailov D., Yudina A.</i> Elphidiid foraminifers of the Keret archipelago of the White Sea                                                                                                                   | 196 |
| <i>Kudryavtzeva E.A.</i> Paleoproductivity of the Eastern Gulf of Finland on the base of the organic carbon and chlorin contents in the sediments                                                                                                       | 200 |
| <i>Kuznetsov V.Yu.</i> Methods of Quaternary geochronometry of ocean formations                                                                                                                                                                         | 204 |
| <i>Lukashina N.P.</i> The using of benthonic foraminifera for correlation of the deepwater events of the Icelandic Basin                                                                                                                                | 208 |
| <i>Malenkina S.Yu.</i> A comparison of Jurassic microbial structures of the East European platform with modern stromatolites                                                                                                                            | 213 |
| <i>Matul A.G., Saidova Kh.M., Khusid T.A., Chekhovskaya M.P., Oskina N.S., Kazarina G.Kh., Smirnova M.A., Korsun S.A.</i> Late Quaternary paleoecology of the SW North Pacific: micropaleontological study of sediment material from the KALMAR project | 218 |
| <i>Naidina O.D.</i> Environmental Changes in the Northeast Laptev Sea region during the time of the Post-Glacial transgression based on micropaleontological data                                                                                       | 219 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Napreenko-Dorokhova T.V.</i> Reflection of the Baltic Sea Littorina Stage in the pollen spectra of the bottom sediments in the Bornholm Basin                                                                                                                                                                                | 223 |
| <i>Ovsepyan E.A., Murdmaa I.O., Alekseeva T.N., Max L., Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Tiedemann R., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I., Bosin A.A.</i> Paleooceanographic conditions on the Shirshov Ridge, western Bering Sea, during Terminations I and II                                                                        | 227 |
| <i>Pletnev S.P.</i> Temperatures' regime of the Japan Sea and surrounding regions in Pleistocene                                                                                                                                                                                                                                | 230 |
| <i>Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Ivanova E.D., Kaistrenko V.M., Harlamov A.A.</i> The study of modern tsunami sediments and criteria of tsunamigenic facies selection                                                                                                                                       | 232 |
| <i>Ruban D.A.</i> New data on deposits of the Maeotian cliffed coast of the Tanais palaeobay, the Eastern Paratethys                                                                                                                                                                                                            | 237 |
| <i>Rudenko O.V., Makarjev A.A.</i> Aquatic Palynomorphs in Surface Sediments of the Kara Sea                                                                                                                                                                                                                                    | 242 |
| <i>Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Grigoriev A.G., Spiridonov M.A., Kotilainen A., Virtasalo J., Vallius H., Moros M., Sivkov V.V., Dorokhova E.V., Napreenko-Dorokhova T.V.</i> Results of BONUS INFLOW project for the Eastern Gulf of Finland – new data about regional palaeogeography and geological history during Holocene | 247 |
| <i>Sadchikova T.A., Drouchits V.A.</i> Sedimentary environment evolution on the Eastern Arctic shelf and islands for Cenozoic                                                                                                                                                                                                   | 252 |
| <i>Sapozhnikov F.V.</i> Morphological picture of modern diatom taxocene sublittoral Pechora Sea                                                                                                                                                                                                                                 | 257 |
| <i>Serov P.I., Andreeva I.A., Vanshtein B.G., Zinchenko A.G., Krilov A.A., Razuvaeva E.I., Cherkashov G.A.</i> Lithological characteristic of bottom sediments from south-west part of South-China Sea                                                                                                                          | 262 |
| <i>Sokolova E.A.</i> Expression of climatic zonation of late Cenomanian to early Turonian in the Pacific of plankton foraminifers                                                                                                                                                                                               | 267 |
| <i>Terekhov E.N., Baluev A.S.</i> Zonality of the manifestations of the paleozoic magmatism in the Barents region as a reflection of deep-seated structure of the buried structures                                                                                                                                             | 270 |
| <i>Terekhov E.P., Mozherovsky A.V., Markevich V.S.</i> Age of the upper part of Malokuril'skaya formation of Shikotan Island (Kuril Arc System) under the radiolarian and palynological data                                                                                                                                    | 275 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                        |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V., Zelenschikov G.V.</i> Is true tectonics possible without accurate stratigraphy?                                                                                                                                                                     | 278 |
| <i>Khusid T.A., Smirnova M.A., Chekhovskaya M.P., Kazarina G.K., Matul A.G.</i> Foraminifera and Diatoms in the Holocene-Late-Pleistocene sediments Bering Sea (Shirshov Ridge)                                                                                                        | 284 |
| <i>Chekhovskaya M.P., Stepanova A.Yu., Khusid T.A., Matul A.G.</i> Late-Pleistocene-Holocene ostracod assemblages from the North Caspian Sea                                                                                                                                           | 288 |
| <i>Chechko V.A.</i> Features of dynamics of bottom sediments in the Vistula Lagoon (the Baltic Sea) in times past (100 years) and their development scenarios in connection with probable climate changes                                                                              | 292 |
| <i>Chechko V.A., Dorohova E.V., Topchaya V.Y.</i> On the reliability of employing grain size coefficients to reflect modern costal marine situation of sediment accumulation and the possibility of their application for paleoreconstruction of analogous conditions of sedimentation | 296 |
| <i>Shkatova V.</i> The transgression-regression cycle as a base of regional stratigraphic scheme of Quaternary Caspian                                                                                                                                                                 | 301 |
| <i>Yapaskurt O.V.</i> Sedimentation as a function of geospheres' interaction                                                                                                                                                                                                           | 306 |
| <i>Bregman E.P.H., Druzhinina O.A.</i> Post glacial shoreline development and human occupation in NW Europe and the Baltic                                                                                                                                                             | 310 |
| <i>Thiede J., Zhiron A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V., Savelieva L.M.</i> The Lena River: its importance for the Arctic Ocean and its paleoenvironmental history                                                                                                                     | 312 |

Научное издание

# **ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

**Москва, 14–18 ноября 2011 г.**

**Том I**

Подписано к печати 30.09.2011.

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1,80 г/м<sup>2</sup>

Гарнитура Таймс. Печать офсетная.

Уч.-изд. 21,0 л. Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

125315, Москва, 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-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru), [www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК “Идел-Пресс”  
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2.