



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



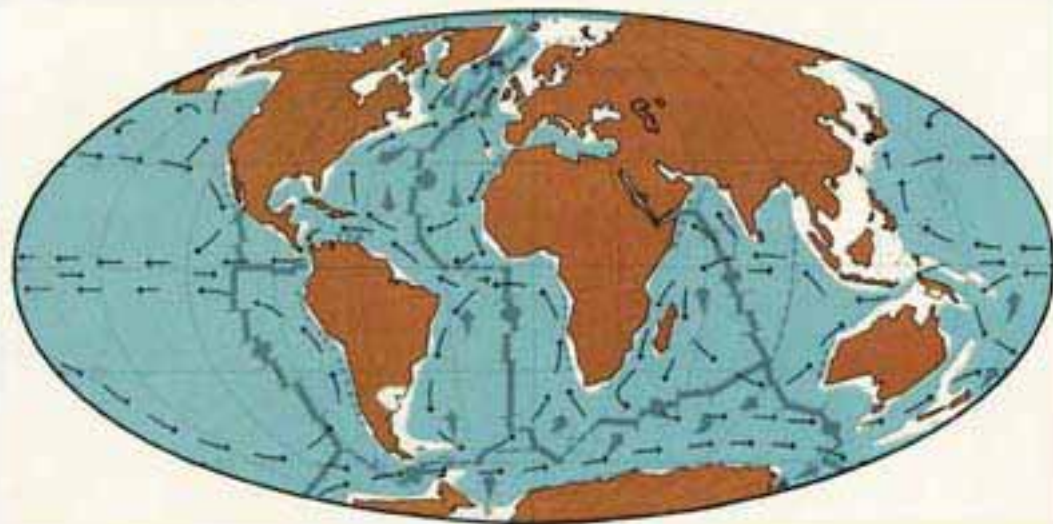
Материалы
XXI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2015

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том IV



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том IV

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 16–20, 2015

Volume IV

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2015

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. – М.: ГЕОС, 2015. – 376 с.

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

В томе IV рассмотрены проблемы, связанные с биогеохимическими процессами в морях и океанах, геоэкологией, загрязнением Мирового океана, новыми методами четырехмерного мониторинга, а также проблемы морской геологии Арктики и Антарктики.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 15-05-20419), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик *А.П. Лисицын*

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

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXI International Conference on Marine Geology. Vol. IV. – Moscow: GEOS, 2015. – 376 p.

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

Volume IV includes reports devoted to the problems of biogeochemical processes in the seas and oceans, geoecology, pollution of the World Ocean and new methods of four-dimensional monitoring and problems of marine geology of Arctic and Antarctic regions.

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

ISBN 978-5-89118-640-8
ББК 26.221

© ИО РАН 2015

***БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ В МОРЯХ
И ОКЕАНАХ***

***BIOGEOCHEMICAL PROCESSES
IN THE SEAS AND OCEANS***

Батурин Г.Н., Гордеев В.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова, г. Москва, e-mai: gbatur@ocean.ru)

Геохимия взвеси реки Амазонки

Baturin G.N., Gordeev V.V.

(Shirshov Institute of Oceanology, Moscow)

Geochemistry of suspended matter from Amazon River

Ключевые слова: взвесь, мутность, редкие элементы, органическое вещество, ртуть

Речная взвесь как один из главных источников формирования морских и океанских осадков давно привлекает внимание океанологов [1], что побудило их начать исследование речного стока [2–5].

В связи с этим в 1983 г. в бассейне крупнейшей в мире реки Амазонки была проведена специальная экспедиция на судне Института океанологии им. П.П. Ширшова «Профессор Штокман» для сбора речной взвеси и исследования ее состава. Часть полученных научных результатов экспедиции была затем опубликована [6, 7], но для завершения этой работы потребовалось провести дополнительное исследование оставшегося материала на новом аналитическом уровне с использованием метода ИСП-МС. Общее количество рассматриваемого материала – 19 образцов, собранных из вод основного русла и притоков.

Аналитические данные показали, что состав трех образцов взвеси из притоков значительно отличается от взвеси из основного русла как по макро-, так и по микроэлементному составу, что позволяет разделить полученные результаты на две группы (табл. 1, 2).

Взвесь из основного русла близка по содержанию макроэлементов к среднему составу речных взвесей в целом, а также к среднему составу глинистых осадочных пород, и лишь незначительно обеднена кальцием, магнием и серой. Взвесь из притоков относительно обеднена Si, Al, Ti, Na, K, но существенно обогащена серой и органическим углеродом – до 8.51% $C_{орг}$. Карбонатная фракция во всех образцах взвеси отсутствует.

Микроэлементный состав амазонской взвеси также отличается от среднемировых значений как для речных взвесей, так и для глинистых пород. Амазонская взвесь существенно обогащена ртутью, свинцом, оловом и цинком, заметно обогащена барием, бериллием, висмутом, литием, ниобием, рубидием, оловом, торием и ванадием, но несколько обеднена другой группой элементов, включая как относительно подвижные (Ag, As, Cd, Mo, Sr), так и слабо подвижные (Cr, Co, Hf, Zr).

Эти результаты свидетельствуют о двух типах обогащенности амазонской взвеси микроэлементами: аномальном в глобальном плане (в связи с

масштабом речной системы Амазонки) и умеренном в локальном плане (что наблюдается во многих речных системах).

Таблица 1. Основной состав взвеси и пород (%)

Компо- нент	Основной состав взвеси				Пойма Ама- зонки	Сред.вз весь рек ми- ра	Сред.в глинах [5]
	Вся взвесь: от – до	Среднеев образцах					
		19 обр.	3 обр.	16 обр.			
SiO ₂	34.04–66.9	56.7	46.5	60.7	63.84	54.2	56.9
Al ₂ O ₃	10.5–20.7	15.6	14.5	17.0	15.72	16.5	16.8
TiO ₂	0.46–0.82	0.64	0.50	0.73	0.91	0.65	0.85
Na ₂ O	0.40–1.10	0.75	0.60	0.81	1.07	1.10	1.32
K ₂ O	1.4–3.7	2.55	1.50	3.13	1.98	2.58	3.28
CaO	0.48–1.20	0.64	0.98	0.71	0.81	3.64	3.09
MgO	0.77–2.20	1.48	0.82	1.85	1.21	2.40	2.75
P ₂ O ₅	0.16–0.58	0.37	0.51	0.18	0.11	0.229	0.181
S _{общ}	0.015–0.100	0.046	0.082	0.018	–	0.12	0.36
Fe ₂ O ₃	5.7–8.7	7.2	6.87	7.42	5.48	7.22	6.73
MnO	0.050–0.23	0.10	0.12	0.074	–	0.148	0.128
C _{орг}	0.71–8.51	2.0	8.51	1.12	–	2.0	–

Обогащение взвеси ртутью наблюдается во всех образцах, что неоднократно отмечалось и ранее как ярко выраженная геохимическая аномалия. В наших образцах среднее содержание этого элемента составляет 0.62 г/т, а в обогащенных ртутью – 2.44 г/т, при среднем содержании в глинистых породах 0.089 г/т.

Образцы с максимальным содержанием ртути обогащены органическим углеродом и серой при среднем отношении $Hg/C_{орг}=0.3 \times 10^{-4}$.

Ртутная аномалия связана, видимо, преимущественно с антропогенным фактором – промышленной добычей золота, при которой ртуть используют в качестве растворителя для извлечения тонких фракций металла. С другой стороны, источником золота могут служить коренные породы, обогащенные золотом, на площади водосбора. Об этом свидетельствует наблюдаемая во взвеси ассоциация золота с серой, свинцом, цинком и оловом.

Взвеси с повышенным содержанием тяжелых металлов тяготеют к притокам и верховью реки и не наблюдались в нижней части течения, что может быть связано с повышенным удельным весом металлоносных части и осаждением их на дно при замедлении течения ближе к устью.

Осадки поймы реки близки по основному составу (Si, Ti, Ca, Mg, P) к взвесям, но заметно обеднены металлами (Fe, Cu, Ni, Pb) (табл. 2). Из этого следует, что осадки из поймы реки более представительны, чем взвесь, для оценки масштабов поставки осадочного материала из реки в океан.

Первые данные о составе взвеси Амазонки, полученные в конце прошлого века [8, 9], многократно дополнялись и описаны в десятках статей, но ряд вопросов о геохимии этих взвесей и их трансформации на пути к океану требует дальнейших исследований.

Таблица 2. Микроэлементный состав взвеси и пород (г/т)

Элемент	Основной состав взвеси				Пойма Амазонки	Сред. взвесь рек мира	Сред. в глинах [5]
	Вся взвесь: от – до	Среднеев образцах					
		19 обр.	3 обр.	16 обр.			
Ag	0.046–0.49	0.176	0.35	0.14	–	0.3	0.2
As	3.8–16.1	10.6	3.9	11.9	–	14	9.3
Ba	444–673	613	611	614	487	500	460
Be	1.8–3.4	2.9	2.0	3.1	–	1.7	2
Bi	0.29–0.60	0.44	0.34	0.47	–	0.3	0.38
Cd	0.10–2.0	0.41	1.28	0.25	–	0.5	1
Co	13–17.6	14.9	14.8	15	–	19	19
Cr	47–99	69	54.6	71	–	85	76
Cs	3.6–12.3	9.3	4.4	10	–	5.2	10
Cu	28–112	44	93	35	25	45	36
Ga	15–28	23	16.4	24	–	20	16
Hg	0.21–0.44	0.62	2.44	0.44	–	0.077	0.089
Hf	1.7–2.5	2.05	2.1	2.0	–	20	16
Li	29.7–95.8	72	32	79	–	35	46
Mo	0.76–1.7	1.5	1.7	0.95	–	1.8	1.6
Nb	9.6–19.1	14.3	10	17	–	13	11
Ni	33.2–66.3	42.5	42.7	42.4	18	50	47
Pb	28.6–638	113	478	16	14	25	14
Rb	71–185	128	77	157	91	77	130
Sb	1.0–2.2	1.4	1.9	1.3	–	1.4	1.0
Sc	7.2–18.7	14	9.3	14.9	–	14	15
Sn	3.7–332	52	276	10	–	2.9	3.5
Sr	81–158	122	104	125	155	150	240
Ta	0.79–1.4	1.1	0.8	1.2	–	0.88	1.4
Th	10.1–17.8	14.6	12.5	15	13	10	10
Tl	0.51–1.3	0.9	0.6	1.0	–	0.56	1.3
U	2.9–4.0	3.2	3.9	3.1	4	2.4	4.5
V	67–151	130	72	141	–	120	120
W	1.6–2.8	2.2	2.0	2.3	–	1.4	2.6
Y	7–22	16.3	19	15.7	–	20	31
Zn	119–961	302	847	200	–	130	52
Zr	60–84	69	72	68	–	150	190

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
2. Морозов Н.П., Батулин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г. О составе взвесей и осадков устьевых районов Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.
3. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океана речным осадочным материалом // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
4. Гордеев В.В. Новая оценка поверхностного стока в растворенных и взвешенных веществах в океан // ДАН СССР. 1981. Т. 262. С. 265–268.
5. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 152 с.
6. Монин А.С., Гордеев В.В., Копелевич О.В. и др. Закономерности распределения и трансформации амазонских вод в прилегающем районе Атлантического океана. Препринт № 1. М.: ИОАН, 1986. 60 с.
7. Гордеев В.В., Орешкин В.Н. Ag, Cd и Pb в воде бассейна Амазонки и эстуария // Геохимия. 1990. № 2. С. 244–256.
8. Gibbs R. Amazon river sediment transport in the Atlantic Ocean // Geology. 1976. V.4. №1. P.45 – 48.
9. Gibbs R. Transport phases of transition metals I Bull / Geol. Sn Amazon and Yukon rivers // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. № 6. P. 829–843.

The suspended matter recovered from Amazon River waters by ultrafiltration through Nuclepore filter during cruise of Russian research vessel “Professor Shtokman“ was studied by ICP-MS method producing new information about suspension composition including mercury and other heavy metals which are partly related to sulfur and organic matter.

**Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Алексеева Т.Н.,
Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Коченкова А.И.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: dmitry.b-1990@yandex.ru)

Геохимические преобразования микроэлементного состава приповерхностной колонки донных отложений Белого моря

**Budko D.F., Demina L.L., Alekseeva T.N., Novigatsky A.N.,
Filippov A.S., Kochenkova A.I.**

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

Trace elements geochemical changes of near-surface core of White Sea's bottom sediments

Ключевые слова: микроэлементы, Белое море, формы нахождения, донные осадка, диагенез

С момента осаждения рассеянного осадочного вещества начинается процесс формирования и становления физико-химического состава осадка, называемый ранним диагенезом. Этот процесс характеризуется изменениями физических свойств осадка (уплотнение и уменьшение влажности), а также различными геохимическими преобразованиями, которые сопровождаются трансформацией органического вещества (ОВ) и, соответственно, изменением редокс условий.

Для пелитовых илов центральной части Белого моря процессы восстановительного диагенеза начинаются уже в поверхностном слое осадка [1], что особенно сказывается на содержании и трансформации реакционноспособных оксидов и гидроксидов Fe и Mn. В свою очередь микроэлементы, как правило, не образуют собственных минеральных фаз, и их содержание в донных осадках зависит от различных компонентов – ОВ, глинистых минералов, карбонатов, сульфидов и аморфных Fe-Mn гидроксидов [2]. Таким образом, для более глубокого понимания процессов формирования донных осадков изучения только валового содержания микроэлементов недостаточно. Цель данной работы – исследование геохимических изменений в процессах раннего диагенеза в донных осадках Белого моря на основе определения физико-химических форм нахождения микроэлементов (Fe, Mn, Cu, Mo, Cr, Pb, Ni, Cd, Co).

В работе использовалась колонка донных осадков (ст. 1404; 65°23,291' с.ш.; 37°14,773' в.д., глубина моря 150 м), отобранная трубкой Неймисто с дискретностью 1 см в экспедиции НИС «Эколог» в 2014 г.

Обработка донных осадков проводилась методом последовательной селективной экстракции, в результате чего были выделены следующие фор-

мы: 1) адсорбированная и связанная с карбонатами ($25\%CH_3COOH$) [3]; 2) аморфные Fe-Mn гидроксиды и связанные с ними микроэлементы ($NH_2OH+HCl$) [4]; 3) ассоциированная с органическим веществом ($30\%H_2O_2+0.1MnO_3$) [5]; 4) остаточная (HNO_3+HF). Первые три формы позволяют оценить вклад геохимически подвижных металлов, тогда как четвертая является геохимически инертной литогенной формой, содержащей металлы в составе обломочных и глинистых минералов.

Определение концентрации микроэлементов производилось с помощью современного высокочувствительного метода количественного химического анализа: масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС, прибор "Agilent 7500 a").

Колонка ст. 1404 представлена голоценовыми морскими осадками, сложенными глинистым илом, согласно классификации Безрукова-Лисицына. Содержание преобладающей пелитовой фракции (диаметр частиц <0.01 мм) изменяется в колонке от 85.05 до 95.77% (рис. 1). Максимальная влажность (77.34%) определена для окисленного верхнего горизонта (0–1 см) коричневого цвета. На гор. 2 см этот слой сменяется серо-коричневым и оливково-серым алевритовым пелитом с примесью песка и гидротроилитовых стяжений (восстановительные микронизи). Нижняя часть изученной толщи (6–18 см) достаточно однородная, более плотная (средняя влажность 67.10%) и представлена преимущественно пелитовым илом (90–95%) серого цвета с незначительной примесью песка и гравия (в среднем 2.58 и 0.21% соответственно). Здесь отмечены стяжения гидротроилита, что свидетельствует о восстановительных условиях.

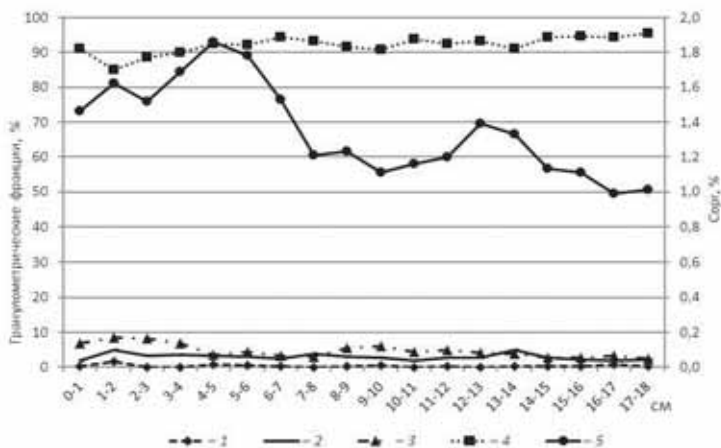


Рисунок 1. Содержание основных гранулометрических фракций и $S_{орг}$ (%) в толще 0–18 см донных осадков ст. 1404, Белое море. 1 – гравий (>1 мм), 2 – песок (1–0.1 мм), 3 – алеврит (0.1–0.01 мм), 4 – пелит (<0.01 мм), 5 – $S_{орг}$

Распределение $C_{\text{орг}}$ по колонке характеризуется максимальным значением нагор. 5–6 см (1.86%) с постепенным снижением почти в 2 раза – до 0.99% на гор. 18 см, что на фоне слабого изменения доли пелита может свидетельствовать об окислении ОВ (рис. 1).

Особенностью распределения Mn в изучаемой колонке является высокое суммарное содержание, превышающее его кларк в осадочных породах (670 мкг/г, [6]), почти в 8 раз, в верхнем окисленном слое (0–2 см), с понижением до уровня кларка ниже слоя 6 см. В данной работе установлено, что в верхнем слое осадка Mn находится преимущественно в форме аморфного гидроксида (90–95% суммарного содержания). Ниже слоя 6 см доля формы-2 (аморфные гидроксиды) резко сокращается до 50% и ниже, а нагор. 18 см составляет лишь 12% от суммарного содержания. При этом на горизонте 6 см зафиксировано резкое увеличение растворенного Mn в иловой воде (до 319 мкМ) с последующим увеличением содержания вниз по колонке. Подобное распределение растворенного Mn характерно для усиления восстановительных условий в осадке по мере убывания растворенного кислорода, расходуемого на окисление ОВ. В результате Mn(IV) переходит в растворенную форму Mn(II) и мигрирует в иловую воду. Поступающий в верхний слой растворенный Mn(II) при диффузионных потоках и отжиме иловой воды в результате уплотнения осадка отчасти взаимодействует с кислородом наддонной морской воды и окисляется обратно в нерастворимую форму Mn(IV) [2], а отчасти мигрирует в наддонную морскую воду. Этим объясняется низкое содержание Mn в иловой воде и высокое содержание в твердой фазе осадка на горизонте 0–2 см.

Ассоциированная с органическим веществом форма Mn-3 также уменьшается вниз по колонке по мере разложения ОВ, о чем свидетельствует уменьшение содержания $C_{\text{орг}}$. Глубже гор. 6 см преобладающей становится адсорбированная и/или связанная с карбонатами форма Mn-1, которая контролирует обменные процессы между иловыми водами и осадками. Статистическая обработка данных показала, что содержание формы Mn-1 и карбонатов связано прямой корреляционной зависимостью ($R^2=0.89$, $p=0.95$), по вертикали колонки они изменяются синхронно, что позволяет предположить преимущественное нахождение Mn в составе карбонатов в этой форме. Литогенная форма Mn-4 изменяется очень слабо.

Особенностью нахождения Fe в донных осадках является высокое содержание литогенной формы (Fe-4). Тем не менее, в поверхностном слое (0–1 см) Fe также преобладает в форме аморфных гидроксидов. На гор. 1–6 см доля форм Fe-2 и Fe-4 примерно одинаковая, а ниже 6 см Fe, входящее в состав литогенных компонентов осадка, преобладает над всеми другими физико-химическими формами нахождения. В отличие от Mn, восстановление Fe по мере усиления восстановительных условий осадка происходит медленнее. В иловой воде содержание раст. Fe увеличивается от 3.6 (гор. 2 см) до 35.8 мкМ (гор. 18 см) постепенно с отсутствием резких пиков, как

в случае с Mn. Формы Fe-1 и Fe-3 имеют подчиненное значение для осадков. Подобно Mn, по мере стабилизации процессов раннего диагенеза (в толще ниже 6 см) содержание геохимически подвижных форм Fe в целом уменьшается.

Среди микроэлементов наибольшую близость к Mn демонстрирует Mo, особенно его подвижные формы. В слое 0–6 см форма Mo-2 резко убывает с 11.82 до 0.42 мкг/г сух.в., т.е. в 28 раз, что очевидно обусловлено его десорбцией из аморфных гидроксидов (форма-2) при восстановлении Mn(IV). Для Mo отмечается синхронность в сокращении форм 2 и 3 (связь с ОВ и/или с сульфидами). В слое 0–6 см содержание данных форм Mo составляет в среднем по 40% валового содержания. Ниже гор. 6 см суммарное содержание Mo не превышает его кларк в осадочных породах (2 мкг/г сух.в. [6]), а основной формой миграции становится литогенная (около 50% от валового содержания).

Для остальной группы изучаемых микроэлементов можно выделить ряд сходных черт в плане распределения форм их нахождения в донных осадках ст. 1404, обусловленные их геохимическими свойствами. Минимальное содержание литогенной формы металлов обнаружено в окисленном слое (0–1 см). Пики этой фракции для большинства металлов обнаружены нагор. 8 и 16 см, где увеличена доля алеврита и песчаной фракции. С углублением в толщу осадков роль литогенной формы слабо возрастает, при этом уменьшается доля геохимически подвижных форм-1, -2 и -3. Форма-2, как правило, имеет вторичное значение по отношению к литогенной форме, и особенно выражена в верхних 6 см осадка. Вглубь по колонке форма-2 сокращается благодаря восстановлению Fe-Mn гидроксидов. Миграция Cu в осадке обусловлена повышенной долей органосвязанной формы-3 (в среднем 35% по всей длине колонки). Для Cd в верхней части колонки преобладает адсорбированная на аморфных Fe-Mn гидроксидах форма (Cd-2), а глубже 6 см адсорбированная на глинистых минералах форма (Cd-1) сопоставима и даже превышает на некоторых горизонтах литогенную форму (Cd-4). Распределение форм нахождения Pb, Cr, Ni и Co отличается преобладанием литогенной формы фактически на всех горизонтах.

Исходя из средней скорости осадконакопления в Бассейне Белого моря, составляющей 1–1.5 мм/год [7], и допуская ее постоянство, выполненное высокоразрешающее исследование колонки донных осадков позволяет оценить короткопериодные (с дискретностью 10–15 лет) вариации в накоплении тяжелых металлов. Время формирования слоя толщиной 18 см охватывает исторический период 120–180 лет, причем в последние примерно 80–100 лет техногенная нагрузка горнодобывающей отрасли на бассейн возрастала, что по-видимому отразилось на пиках содержания Cu, Pb, Ni, Cr и Co – в слое 7–8 см, сформированном около 70–90 лет назад.

Таким образом, показано, что наиболее сильные диагенетические изменения происходят в поверхностном слое (0–6 см). Характер изменения со-

отношения форм нахождения редокс-чувствительных металлов (Mn, Fe и Mo) можно отнести к числу геохимических индикаторов раннего диагенеза. Распределение металлов в различных формах нахождения в Белом море имеет сходный характер с таковым в донных осадках другого арктического бассейна – Карского моря [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 15-05-проект №15-05-08372.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурский Ю.Н. Особенности химического состава иловых вод Белого моря. // Океанология. 2005. Т. 45. № 2 . С. 224–239.
2. Розанов А.Г. Геохимия донных отложений Карского моря к западу от полуострова Ямал // Океанология. 2015. Т.55. №2. С. 291–300.
3. Luoma S.N., Bryan G.W. A statistical assessment of the forms of trace metals in oxidized estuarine sediments employing chemical extractants // Science of the Total Environment. 1981. V.17. P. 165–196.
4. Chester R., Hughes M.J. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments. // Chemical Geology. 1967. V.3. P. 249–262.
5. Kitano Y., Fujiyoshi R. Selective chemical leaching of Cd, Cu, Mn and Fe in marine sediments. // Geochem. Journ. 1980. V.14.P.122–128.
6. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в горных породах. // Геохимия. 1962. №7. С. 555–571.
7. Алиев Р.А., Шевченко В.П., Новигатский А.Н. Исследование процессов осадконакопления в Белом море с помощью радионуклидов ^{210}Pb и ^{137}Cs //Геология океанов и морей. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С.139–142.
8. Демина Л.Л., Левитан М.А., Политова Н.В. О формах нахождения некоторых тяжелых металлов в донных осадках эстуарных зон рек Оби и Енисея (Карское море) //Геохимия. 2006. № 2. С. 212–226.

The data on distribution of trace metal's speciation (Fe, Mn, Cu, Mo, Cr, Pb, Ni, Cd, Co) in the White Sea's bottom sediments are presented. The shift of the Mn/Fe ratio and content of Fe and Mn in the labile forms, along with their exchange between sediments and pore water in the upper 6-cm layer was shown. These parameters may be used as geochemical indicators of the earlier diagenesis processes.

Гарькуша Д.Н., Фёдоров Ю.А.

(Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону,
e-mail: gardim1@yandex.ru, fed29@mail.ru)

Роль водной эрозии почв и абразии берегов в формировании концентраций метана в водных экосистемах

Gar'kusha D.N., Fedorov Yu.A.

(Institute of Earth Sciences, Southern Federal University, Rostov-on-Don)

The role of water erosion and abrasion of the shores on the formation of methane concentrations in aquatic ecosystems

Ключевые слова: метан, почвы, горные породы, водная эрозия, абразия берегов, водные экосистемы

К факторам, непосредственно формирующим содержание метана в воде водных экосистем, относятся: его образование и окисление соответственно метаногенными и метанотрофными микроорганизмами в водной толще; эмиссия метана на границах раздела «вода – атмосфера» и «дно – вода», в том числе из сипов, вулканов, разломов и т.д.; поступление метана с поверхности водосбора, в том числе с притоками, с тальми и ливневыми водами, вследствие эрозии почв и абразии берегов, в составе хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод, а также с подземными водами и атмосферными осадками. Влияние некоторых из перечисленных факторов на формирование концентраций метана в водных экосистемах слабо изучено, и в частности, таких экзогенных процессов как водная эрозия почв и абразия берегов. Между тем, в статье [1] высказано мнение, что одним из основных источников метана в реках Потомак и Элси, водосбор которых расположен в субтропическом поясе Северной Америки, может являться вынос метана из почвы. В настоящей работе рассмотрено влияние почв (на примере территории России) и абразии берегов на формирование концентраций метана в водных экосистемах.

При выпадении жидких атмосферных осадков или стекании талых вод по поверхности почв происходит растворение метана, содержащегося в водной и воздушной фазе почв, а также вымывание частиц почвы вместе с сорбированным на них метаном. После чего «захваченный» атмосферными осадками почвенный метан, частично окисляясь и выделяясь в атмосферу, может поступать в водные объекты, как напорную, с плоскостным стоком, так и после инфильтрации через почвенные горизонты с подземным стоком. Поскольку сухие почвы тундры, таежно-лесной и степной зон содержат относительно невысокие концентрации метана [2–8], то выпавшие на их поверхность и фильтрующиеся через них атмосферные осадки, будут незначительно обогащаться метаном, а, следовательно, в малой степени

влиять на его содержание в воде водных объектов, дренирующих поверхностный и подземный сток. Искусственное орошение почв семиаридных и аридных зон и возможное поступление оросительных вод (главным образом через подземный сток) в прилегающие водные объекты, также не будет оказывать существенного влияния на концентрации метана в воде последних. Сказанное подтверждается относительно низкими его содержаниями в воде дождевых (ливневых) поверхностных и подземных стоков [4, 9] на территориях Карелии и Ростовской области (таблица).

Таблица. Концентрация метана в поверхностных и подземных водах, взаимодействующих с почвами (в скобках – среднее значение)

Местоположение точки отбора проб	СН ₄ в воде, мкл/л	СН ₄ в почвах (0–2 см), мкг/г
дождевые (ливневые) поверхностные стоки, г. Петрозаводск	12.0	<0.01
дождевой поверхностный сток, пойма р. Лососинка, выше г. Петрозаводск	0.1	0.06–0.30 (0.10)
дождевые (ливневые) поверхностные стоки, г. Ростов-на-Дону	3.5–9.5 (6.0)	–
талые снеговые воды, г. Ростов-на-Дону	4.2–10.6 (5.4)	–
дренажная канава вдоль заболоченного участка леса, о. Соловки	105.3	4.7
дренажная канава в районе торфоразработок, Московская область	254.7	1.9–7.4 (4.2)
дренажная канава, Радиловский болотный массив, Псковская область	134.5	–
затапливаемые и размываемые во время прилива почвы, Сорожская губа Онежского залива Белого моря	0.1	0.01
грунтовые воды юга Ростовской области	<0.1–160 (4.0)	–

На распаханых территориях, не защищенных растительностью (пары), а, следовательно, наиболее подверженных смываемости верхнего горизонта почв [5, 10], потенциал выноса метана, как растворенного, так и адсорбированного на органоминеральных частицах, с поверхностным стоком выше, чем на нераспаханых землях с естественной растительностью, так как под хорошо развитыми травами смыв почвы, а значит, и вынос метана сокращается в десятки и сотни раз. Однако следует иметь в виду, что распаханность почв улучшает их аэрацию, снижает влажность, тем самым, ухудшаются условия для образования метана, и как следствие, существенно уменьшается его количество, выносимое с поверхностным стоком. В целом наибольший вынос с поверхностным стоком метана, адсорбированного на органоминеральных почвенных частицах, вероятно, будет наблюдаться на территориях, сильно расчлененных овражно-балочной сетью, с высоким количеством выпадающих в течение года жидких атмосферных осадков.

Характерный для речных пойм и дельт всех природных зон паводковый водный режим, при котором поверхность почвы ежегодно или раз в несколько лет подвергается затоплению паводковыми водами, приводит к активизации образования метана в почвах в период их затопления, и соответственно увеличению вклада почв в формирование уровня содержания метана в водной толще таких участков. При осушении почв в межпаводковые периоды содержание метана в них снижается. Аналогичная картина наблюдается и на периодически подтопляемых грунтовыми водами, территориях [9]. При постоянном или длительном затоплении почв водой (морские и озерные мелководья, речные плавни, водохранилища, пруды и др.) отмечается еще более активная генерация метана затопленными почвами, чем в предыдущем случае. При этом в первые годы после затопления земель, когда в почвах еще имеется большой запас лабильного органического вещества процессы метанообразования наиболее интенсивны [11]. В то же время, в периодически затопляемых во время приливов почвах и приливной морской воде Сорожской губы Белого моря содержание метана было незначительно и соответственно составляло 0.1 мкл/л и 0.01 мкг/г вл. почвы (см. таблицу). Низкие концентрации метана в почвах можно объяснить «приливной» эрозией почв, в результате которой обнажаются все более и более древние слои обедненных метаном почв.

Можно было бы предположить, что влияние торфяных залежей болот на формирование метана в воде дренирующих их водных объектов будет еще выше, поскольку именно для торфяных залежей характерны максимальные его концентрации. Однако мы считаем, что такие общие для всех болот свойства, как незначительный объем воды, участвующий во внутригодовом влагообороте (несмотря на большие запасы ее в торфяной залежи), и малая водоотдача в межень, существенно снижают роль болот в формировании содержания метана в прилегающих водных объектах. При разработке торфяных залежей, в результате водной эрозии оторфованных и торфяных почв, а также в целом при осушении болота дренажными канавами будет наблюдаться повышенный вынос метана в прилегающие водные объекты. Это подтверждается результатами определения метана в осушительных дренажных канавах, проложенных вдоль заболоченных участков леса и болотных массивов (см. таблицу), а также в канаве, дренирующей поверхностный и подземный сток в осушительный пруд в районе торфоразработок (Московская обл., заповедник «Журавлиная Родина»).

Известно, что водная эрозия имеет широкое распространение и проявляется практически во всех природных зонах, где имеются уклоны более 1.5°, за исключением полупустынной и пустынной зон с небольшим количеством осадков и малоснежными зимами. Расчеты показывают [10], что ежегодно с полей, вследствие водной эрозии, смывается не менее 90 млрд. тонн почвы. Данная величина почти в 5 раз выше твердого стока рек мира, который оценивается в 19.3 млрд. т/год (по [12]). Такое различие в значе-

ниях объясняется тем, что далеко не весь рыхлый материал, образующийся вследствие эрозии пахотных почв, достигает больших рек и океана. Основная часть отлагается ниже по склону и в гидрографической сети первого порядка. Например, в бассейне р. Ока распределение отложенных наносов по элементам рельефа выглядит следующим образом: на склонах – 60%; в долинах без постоянного стока – 20%; в долинах малых рек – 10%; в долинах средних рек и главной реки – 10% [10], таким образом, речных долин с постоянным стоком достигает 20% смытых почв.

На основе последнего значения проведем ориентировочный расчет глобального количества метана, которое может поступить в водные объекты при смыве почв атмосферными осадками. Примем, что из 90 млрд. т почв, ежегодно смываемых с полей при водной эрозии (по [10]), в водные объекты поступает 20%, то есть 18 млрд. тонн, что практически соответствует величине твердого стока рек мира (19.3 млрд. т/год (по [12])). Если расчет провести по медианному значению содержания метана (0.04 мкг/г (по [8])) в эродированном верхнем слое почв, то объем поступающего в водные объекты вместе со смываемыми почвами метана составит 720 т/год (или 1029 тыс. м³/год). При расчете по среднеарифметическому значению (0.18 мкг/г (по [8])) объем метана, поступающего в водные объекты вместе с почвами, будет равняться 3240 т/год (или 4629 тыс. м³/год). Полученные ориентировочные величины годового количества метана, выносимого вместе со смываемыми почвами, невелики, и составляют всего от 0.3 до 1.1 % от количества метана, окисляемого в водной толще Мирового океана в течение одних суток [13]. При этом как отмечено ранее, часть этого метана, прежде чем попасть в водные объекты, окисляется, а часть выделяется в атмосферу, то есть в водные объекты поступает еще меньше метана.

Другим процессом, при котором возможно высвобождение метана и погашение его в прибрежные зоны водных объектов, является абразия – процесс разрушения волнами или прибоем берегов океанов, морей, озер и водохранилищ. По оценкам [14], с материалом волновой абразии в океан ежегодно поступает ~500 млн. т/год кластического материала. Если принять, что среднее содержание метана в разрушаемых волнами горных породах составляет 0.047 г/т (по [15]), то общая масса метана, высвобождающаяся из пород при абразии, будет равняться 23.5 т/год или 33.6 тыс. м³/год. Это на два порядка меньше объема метана, поступающего в водные объекты вместе с эродированными почвами.

Таким образом, выполненные обобщения и расчеты позволяют сделать вывод, что влияние процессов водной эрозии почв и абразии берегов на формирование содержания метана в водных экосистемах не существенно.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НШ-5548.2014.5, проектов №№ 1334, 5.1848.2014/К.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Angelis M.A., Lilley M.D. Methane in surface waters of Oregon estuaries and rivers // *J. Limnol. Oceanogr.* 1987. V.32. № 3. P. 716–722.
2. Берестовская Ю.Ю., Русанов И.И., Васильева Л.В., Пименов Н.В. Процессы образования и окисления метана в почвах заполярной тундры России // *Микробиология.* 2005. Т. 74. № 2. С. 261–270.
3. Гальченко В.Ф., Дулов Л.Е., Крамер Б. и др. Биогеохимические процессы цикла метана в почвах, болотах и озерах Западной Сибири // *Микробиология.* 2001. Т. 70. № 2. С. 215–225.
4. Гарькуша Д.Н., Федоров Ю.А. Особенности распределения содержания метана в прибрежных участках Петрозаводской губы Онежского озера // *Водные ресурсы.* 2015. Т. 42, № 3. С. 288–297.
5. Гарькуша Д.Н., Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С. Эмиссия метана из почв Ростовской области // *Аридн. экосистемы.* 2011. Т. 17. № 4 (49). С. 44–52.
6. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Хромов М.И. Эмиссия метана с торфяных залежей Иласского болотного массива Архангельской области // *Изв. РГО.* 2008. Т. 140. Вып. 5. С. 40–48.
7. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Шипкова Г.В. Эмиссия метана торфяными залежами верховых болот Псковской области // *География и природные ресурсы.* 2015. № 1. С. 88–97.
8. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Шипкова Г.В., Крукиер М.Л. Уровни содержания и особенности распределения метана в почвах европейской территории России // *Матер. междунар. научн. конф. «Современное состояние черноземов».* Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2013. С. 326–328.
9. Барцев О.Б., Гарькуша Д.Н., Никаноров А.М. и др. Режим грунтовых вод, масштабы и причины техногенного подтопления населенных пунктов юга Ростовской области // *Геополитика и экогеодинамика регионов.* 2014. Т. 10. Вып. 2. С. 415–422.
10. Голубев Г.Н. *Геозология: Учебник для студентов вузов.* 2-е изд. испр. и доп. М.: Аспект Пресс, 2006. 288 с.
11. Гарькуша Д.Н., Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С. Пространственно-временные закономерности распределения содержания метана в водохранилищах // *Геополитика и экогеодинамика регионов.* 2014. Т. 10. Вып. 1. С. 450–455.
12. Васильев В.П. Твердый речной сток в Мировой океан // *Литология и полезные ископаемые.* 1987. № 6. С. 19–28.
13. Гарькуша Д.Н., Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С. Мировой океан как резервуар метана и элементы баланса газа // *Матер. XX Междунар. научн. конф. (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов».* Т. IV. Москва: ГЕОС, 2013. С. 17–21.
14. Лисицын А.П. *Осадкообразование в океанах.* М.: Наука, 1974. 438 с.
15. Соколов В.А. *Геохимия природных газов.* М.: Недра, 1971. 336 с.

Held generalizations and calculations led to the conclusion that the processes of water erosion and abrasion of the banks has no significant effect on the formation of methane concentration in aquatic ecosystems.

Гурский Ю.Н.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, e-mail: yurgur@list.ru)

Проблемы и итоги изучения геохимии морской литогидросферы

Gursky Yu.N.

(Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow)

Problems and the sums of the study of geochemistry of sea lithohydrosphere

Ключевые слова: донные отложения, иловые воды, литогидросфера, внутренние моря, диагенез, эпигенез, фашиально-генетическая классификация.

Среди задач морской и экологической геохимии важную роль играют проблемы, связанные с исследованием геохимии иловых вод и процессов, развивающихся в системе вода – осадок на стадиях седиментации, диагенеза и эпигенеза донных отложений. При проведении работ по морской геохимии, накоплению и обобщению огромного фактического материала по различным морям и океанам, начиная с 60-х гг. прошлого века, мы пришли к разработке и развитию идей о парагенетических геосферах, высказанных впервые ещё В.И. Вернадским [1, 2]. В результате было сформулировано представление о *литогидросфере* - водной фазе литосферы, впервые выдвинутое нами в 1970-х гг. *Литогидросфера* включает совокупность иловых, поровых, пластовых и других разновидностей подземных вод, в основном заключенных в стратисфере, и связанных в генетическом или структурном отношении с Мировым океаном и свободной гидросферой.

Позднее, на основе обобщения больших материалов, собранных в океане и внутренних морях, нами была разработана фашиально-генетическая классификация литогидросферы, где отражены закономерности изменения в пространстве и во времени её химического состава [3, 4, глава 14].

Исследования *иловых вод* (термин В.И. Вернадского) и морских осадков, начатые по его призыву в 30-х гг. прошлого века, продолженные в послевоенный период в Институте океанологии АН СССР [5], получили дальнейшее развитие с середины 60-х гг. на Геологическом факультете МГУ (кафедра геохимии) по инициативе А.П. Виноградова [6]. Автор с самого начала принимал активное участие в этих работах, будучи руководителем и ответственным исполнителем ряда крупных хозяйственных тем, по которым было написано и защищено 10 фундаментальных отчетов монографического характера. Экспедиционные работы в морях и океане проводились в основном на н.-и. судах Московского университета и Института океанологии АН СССР.

Основные результаты исследований нашли отражение в двухтомной монографии автора [4, 7] и в многочисленных публикациях. Монография объемом 107 печатных листов (т. I – 50, т. II – 57 п.л., отв. редактор – акад. А.П. Лисицын) представляет первое крупное фундаментальное обобщение больших региональных материалов по геохимии литогидросферы на основании глубокого изучения иловых, поровых вод и всей окружающей их среды. В морях и океане выявлены и изучены региональные, фациальные и генетические закономерности формирования химического состава иловых вод на стадиях седиментации, диагенеза и эпигенеза донных отложений.

Для читателей и слушателей, недостаточно знакомых с результатами изучения морской литогидросферы, я хотел бы дать краткую информацию о материалах, опубликованных в монографии и основных достижениях в этом направлении. Монография состоит из трех частей: методической, региональной, теоретической. Она содержит 14 глав, введение, послесловие к I тому, предисловие ко II тому, заключение, табличные приложения и два списка литературных ссылок (в I и II томах). Каждая из глав сопровождается обобщающим разделом и развернутыми выводами. Оба тома монографии содержат большой графический и табличный материалы.

Главными объектами изучения были восемь морских водоемов: Черное, Азовское, Каспийское, Белое, Баренцево, Балтийское, Средиземное, Красное. Материалы по первым шести морям вошли в I-й том монографии. Там же содержатся главы, посвященные обзору отечественных и зарубежных достижений в изучении иловых, поровых вод и описанию методов и методологии морских геохимических исследований. Главы 9–12 II-го тома включают материалы по Средиземному, Красному морям и приустьевым зонам внутренних морей. Заключительная часть монографии содержит теоретическое обобщение региональных, фациально-зональных, эволюционных, генетических и др. закономерностей, классификацию литогидросферы и пути использования полученных данных для решения прикладных задач. Подведем некоторые итоги проведенного исследования.

Существенно усовершенствована общая методология изучения литогидросферы, в первую очередь – улучшены способы получения проб иловой воды и аппаратное обеспечение, аналитические и геохимические методы. Разработана схема *комплексных исследований на полигонах*, где работы проводились по системе фациальных профилей с послойным и, как правило, непрерывным отбором проб из колонок донных отложений.

Особое внимание было уделено представительности пограничных слоев воды и осадков у раздела вода–дно и вблизи окислительно-восстановительного барьера. Выделение жидкой фазы – иловой воды из осадков натуральной влажности проводили с помощью модернизированных прессов и титановых прессформ с фторопластовыми прокладками и двусторонним отводом иловой воды (авторской конструкции).

Комплексные работы включали анализ химического состава главных

ионов, биогенных и микроэлементов иловой и придонной воды, оценку физико-химического состояния среды по величинам pH и Eh, изучение геологической ситуации в регионе, а также исследование литологических, стратиграфических и геохимических особенностей осадков, ОВ и газов.

Для выявления ведущих процессов в системе придонная – иловая вода – осадок использовалась *совокупность генетических критериев*, ионных соотношений, физико-химическая диаграмма природных вод, многомерные методы математической статистики, включая факторный анализ данных.

Наиболее крупный и разнообразный материал был получен в Черном, Каспийском и Средиземном морях, где в 1965–90-х гг. автор руководил морскими практиками студентов. На профилях и полигонах Черного моря исследованы иловые воды в колонках отложений глубиной до 8 м. Изучали главные ионы, литологию осадков, состав ОВ в жидкой и твердой фазах, биогенные и микроэлементы (N, P, Si, Br, I, B, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni и др.).

В Азовском море впервые были изучены иловые воды в центральной, южной и северной частях моря. Проведены работы во многих районах Северного, Среднего и Южного Каспия. На Мангышлакском полигоне по составу иловых вод, УВ газов, ОВ и микроэлементов выявлены аномалии – биохимические и миграционные (над глубинным разломом). Аналогичные аномалии отмечены в районах проявления грязевого вулканизма.

Установлена закономерная связь изменений солёности и состава иловых вод Белого моря с плейстоцен-голоценовой историей бассейна и процессом дегляциации оледенений [8]. В Балтийском море изучены иловые воды Гданьского бассейна, Клайпедского полигона, Готландской и Форё впадин, Рижского залива. На «вековом» профиле Копенгаген – Санкт-Петербург методами ИСП МС изучено >50 параметров иловой воды и осадков [9].

Помимо иловых вод нормальной солёности, изучены генетические особенности рассолов, иловых и придонных, в рифтовой зоне Красного моря, а также в локальных щелевидных впадинах и на грязевых вулканах В. Средиземноморья южнее о-ва Крит. Ряд таких впадин и диапиров с рассолами были открыты автором с коллегами и описаны впервые [10–11]. Для известных ранее впадин (Тиро, Кретеус, Беннок в Средиземном море, Атлантис-II, Кебрит в Красном море) получены новые, более полные, представительные по сравнению с зарубежными публикациями, данные.

Большая их часть представлена рассолами выщелачивания (растворения) галита и ряда др. солей. Таковы иловые рассолы Красного моря, рассолы Средиземного моря из впадин Тиро, Кретеус, впадины МГУ, с горы св. Сергия и другие. Наряду с этим, во впадине Беннок, некоторых др. районах В. Средиземноморья, а также в составе поровых рассолов из отдельных скважин по материалам бурения, обнаружены маточные рассолы, связанные с поздними стадиями галогенеза при формировании эвапоритов мессиния.

Впервые изучены и процессы на нижнем этаже *маргинального фильтра* [12] в эстуариях и приустьевых зонах Дуная, Днепра, Риони, Кубани, Дона, Волги, Урала, Куры, Даугавы, Невы, Нила и в Днепровско-Бугском лимане.

При изучении морей и сравнительного материала по океанам – Тихому, Индийскому, Атлантическому – *выявлены региональные, фациальные и генетические закономерности* формирования химического состава иловых вод и исследованы процессы в системе вода–осадок при диагенезе донных отложений. Изучены закономерности преобразования поровых вод в колонках осадков и скважинах бурения, зональность и генетические отличия иловых вод.

Установлено, что в пелагиали океанов, внерифтовых зон и приостровных районов, сохраняется удивительное постоянство состава поровых вод вплоть до отложений верхней юры, что свидетельствует о постоянстве состава океанской воды в геологической истории, по меньшей мере, от юры и нижнего мела до нашего времени. В приконтинентальных областях океана ивнутренних морях состав захороненных вод закономерно изменяется. Однако палеофациальные реконструкции по составу этих вод возможны при сохранении стабильных седиментогенных условий в отложениях.

Всесторонний анализ материалов по химическому составу иловых вод, газов и осадков позволил установить широкое развитие в большинстве изученных морей явлений *эпигенеза*, чаще всего связанных с причинами тектонического характера. К ним относятся: субмаринная разгрузка вод разной солености по разломам, гидротермальные воздействия, вулканизм грязевой или обычный, колебания уровня моря, склоновые явления.

Антропогенные загрязнения также являются одной из причин таких необратимых изменений в исходном химическом составе иловой воды.

На основе детального изучения *закономерностей метаморфизации* химического состава вод современной и ископаемой литогидросферы удалось установить, что *генеральным направлением* преобразования химического состава вод приконтинентальных и морских фациально-генетических областей является процесс *прямой метаморфизации* в сторону воды *хлоркальциевого типа*. Проявления обратной метаморфизации, которые приводят к формированию вод сульфатно-натриевого подтипа и карбонатного типа, имеют локальный характер.

В заключение попробуем оценить современное состояние обозначенного нами направления исследований, – геохимии литогидросферы. Вместе с тем следует сказать и о состоянии морских исследований в МГУ. К сожалению, оценка этого состояния будет пессимистичной. Отсутствует флот научно-исследовательских судов, когда-то составлявших гордость Московского университета, утрачена база в Севастополе, прекратились морские практики студентов и научные экспедиции, прекратил работу Совет МГУ по проблемам Мирового океана, на котором мы, как и в морских экспедициях, могли общаться со специалистами с разных факультетов. Резко со-

кращено финансирование по морским проблемам, мало специалистов и со-трудников.

Однако далеко не все проблемы геохимии литогидросферы решены. Ещё ждут своих исследователей иловые воды приполярных областей. Следовало бы оценить влияние температурного фактора на их эволюцию и состав.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Л.: ОНТИ. Химгеоретиздат, 1933–36. Ч. 1. Вып. 1–3. 562 с.
2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 1987. 340 с.
3. Гурский Ю.Н. Иловые воды морей и океанов и процессы формирования их химического состава // Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. С. 32–64.
4. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 450 с. + 4 с. цв. вклейки.
5. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
6. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
7. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.
8. Гурский Ю.Н. Особенности химического состава иловых вод Белого моря. Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 224–239.
9. Gursky Yu.N., El-Deek M.S., Moussa A.A. Interstitial waters of the Southeastern Baltic Sea sediments: major ions // Communications in Science and Develop. research. Alexandria. V. 30. 1990. P. 153–185.
10. Гурский Ю.Н. Химический состав и происхождение высокоминерализованных иловых вод и рассолов Восточного Средиземноморья // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 3. С. 421–429.
11. Гурский Ю.Н. Генетические особенности современной литогидросферы Красного моря // Вестник Моск. ун-та. Геология. 1991. № 2. С. 61–79. № 3. С. 58–70.
12. Гурский Ю.Н., Лисицын А.П. Геохимические особенности процессов на нижнем этаже маргинального фильтра в системе река – море // ДАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 368–376.

Is given the brief survey of the results of studying sea litogidrosfere (water phase of lithosphere), published in the monograph and approximately in 200 the publications of the author. Facial and genetic laws governing the formation of the chemical composition of interstitial waters of 8 seas and ocean are described. The estimation of the contemporary state of studies on this problem is proposed.

Демина Л.Л., Галкин С.В., Будько Д.Ф.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: l_demina@mail.ru; galkin@ocean.ru;dmitry.b-1990@yandex.ru)

Особенности биосорбции тяжелых металлов донной фауной Карского моря

Demina L.L., Galkin S.V., Budko D.F.

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

Features of the heavy metal bioaccumulation by the dominant bottom fauna of the Kara Sea

Ключевые слова: тяжелые металлы, Карское море, биоаккумуляция, биосорбция, экосистема, донные сообщества

Биоаккумуляция тяжелых металлов (ТМ) в морских организмах осуществляется в ходе двух основных типов процессов – активных (метаболизм), и пассивных (адсорбция на поверхностях как отдельных клеток, так и целых организмов). Среди активных процессов основным является биоассимиляция, в ходе которой образуются металлоорганические внутрикомплексные органические соединения. Не менее важную роль играет и биоминерализация – процесс формирования минеральных форм живыми организмами. Коэффициенты концентрирования ТМ из морской воды достигают $n \cdot 10^6$. По существу, биообщества служат природными биосорбентами токсичных ТМ, в результате чего происходит очистка водоемов от загрязнения, степень которой определяется как состоянием экосистемы, так и уровнем антропогенной нагрузки. Начавшийся недавно новый этап освоения арктических ресурсов (добыча минеральных ресурсов и транспортировка их по трассе Севморпути) усиливает возможность техногенного загрязнения морской экосистемы Арктики.

В данной работе представлены данные по биоаккумуляции As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni и Pb доминирующими донными организмами Карского моря, включая эстуарии рек Оби и Енисея. Концентрацию ТМ в 56-ти пробах бентоса определяли методами пламенной и электротермической атомной абсорбции (КВАНТ), а также масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (Agilent 7500). Правильность анализов контролировалась международными стандартными образцами - NISTSRM 2976 (musseltissue), IAEAМА-A2/TfishfleshandGSD-7.

Рассмотрены три макрозообентосных сообщества различных типов трофики: 1) двустворчатые моллюски *Bivalvia* (фильтраторы и детритофаги) – *Portlandia* sp., *Astarte* sp., *Hiatella* sp.; 2) иглокожие *Echinodermata* (фильтраторы и хищники-макрофаги) – *Opheopleura borealis*, *Ophiocten sericeum*;

Urasteria slincki; 3) ракообразные (собирающие эврифаги и неселективные падальщики) – *Saduria* sp. Образцы были собраны в экспедициях НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Карском море в 2007 и 2011 гг.

В Карском море двустворчатые моллюски и ракообразные по биомассе и численности составляют основную часть макрозообентоса в мелководных районах [1], средняя численность доминирующих таксонов колеблется от нескольких сотен до 4–6 тысяч экз. на кв. метр, тогда как общая биомасса достигает 50 г м^{-2} [2]. В глубоководной части моря доминируют иглокожие. На разрезах от эстуариев рек Обь и Енисей по мере возрастания солёности наблюдается четкое последовательное замещение пресноводных и солоноватоводных таксонов родственными им группами, адаптированными к обитанию в морской воде [1].

По нашим данным, пиковые концентрации различных ТМ приурочены к разным органам таксонов, что определяется их различной способностью к накоплению ТМ и разными условиями среды обитания. Необычайно высокие концентрации Fe (1.34%), Mn (2.09%) и Co ($4.75 \cdot 10^{-4}\%$) найдены в раковинах моллюска *Portlandia aestivalis*, что обусловлено присутствием на их поверхности пленок аморфных гидроксидов Fe и Mn, которые образовались вследствие окисления растворенных Fe и Mn, диффундирующих из иловых вод слабо-восстановленных донных осадков. Мягкие ткани моллюска *Macoma* sp. обогащены Zn (253.3 мкг/г). Максимумы Cu (100.8 мкг/г), Cr (3.19 мкг/г), Sb (3.67 мкг/г) и Se (1.74 мкг/г) найдены в теле ракообразного *Saduria* sp. (*Mesidothea sibirica*), тогда как тела иглокожих Echinodermata обогащены As (68.3 мкг/г), Pb (4.65 мкг/г), Cd (6.07 мкг/г) и Hg (0.028 мкг/г). Минимальные содержания Zn, Cu, Cr, Cd, Ag и Hg характерны для раковин моллюсков, Fe и Co – для дисков и лучей иглокожих, а Mn, Pb, As, Sb, Se – для тел ракообразных.

Распределение $C_{\text{орг}}$ в организмах также весьма изменчиво: от минимума (0.82 %) в карбонатных раковинах моллюсков, через промежуточные значения (5–14.85%) в телах иглокожих, до высоких содержаний (27–28.6%) – в мягких тканях моллюсков и целых телах ракообразных. Подтверждена установленная ранее закономерность повышенного содержания ТМ в мягких тканях двустворок *Macoma* sp., обогащенных $C_{\text{орг}}$, по сравнению с карбонатными раковинами (рис. 1). Повышенные концентрации ТМ приурочены к тем органам и тканям, где повышен уровень $C_{\text{орг}}$, однако прямой корреляционной зависимости между $C_{\text{орг}}$ и ТМ не выявлено.

Содержание большинства ТМ (кроме ртути) в целом теле ракообразного *Saduria sibirica*, обитающего в пресных (0.07‰) оказалось примерно на порядок выше, чем в аналогичном таксоне из соленых (32‰) вод, что соответствует более высокому содержанию ТМ в водах эстуария по сравнению с морскими.

Анализ распределения ртути в доминирующих группах макрозообентосных организмов и рыб на разрезе эстуарий р. Енисей – Карское море пока-

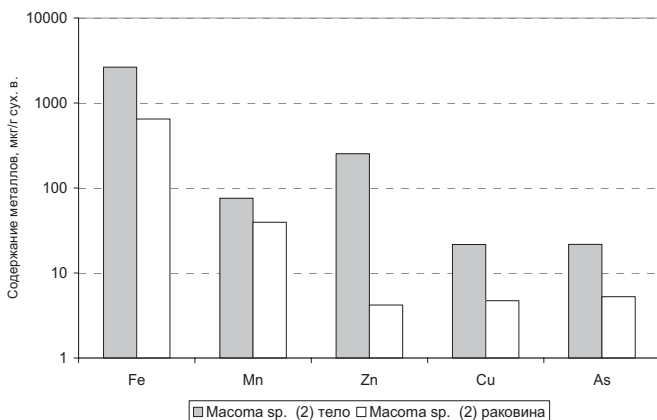


Рисунок 1. Соотношение содержания металлов в мягких тканях и карбонатных раковинах двустворчатого моллюска *Macoma sp.*

зал высокую степень вариабельности этого наиболее токсичного тяжелого металла. Определено, что повышенное накопление ртути (0.28 мкг/г сух.в.) характерно для мягких тканей рыб вида *Gymnacanthus tricuspis*, что соответствует основной закономерности биоаккумуляции ртути в организмах высоких трофических уровней. В преобладающих группах макрозообентоса (ракообразные, иглокожие и двустворчатые моллюски) уровень содержания ртути не превышает 0.12 мкг/г сух.в. Характер изменения содержания ртути в целом теле ракообразных *Saduria sp.*, собранных на разрезе р.Енисей – Карское море, не позволяет установить наличие какой-либо связи с соленостью (рис. 2).

Аналогично другим ТМ, содержание ртути в мягких тканях двустворок *Portlandia arctica* в несколько раз выше, чем в раковинах.

Во всех исследованных образцах фауны превышение ПДК Hg (0.5 мкг/г) обнаружено не было, что свидетельствует об относительно низком уровне антропогенной нагрузки в данной области.

Сравнение данных по биоаккумуляции ТМ в аналогичных таксонах, обитающих в эстуарии рек Оби и Енисея, не выявило значимых различий.

Очевидно, фактор биоконцентрирования (BCF) может быть использован для количественной оценки той или иной степени биосорбции ТМ, поскольку он охватывает величины суммарного извлечения ТМ тем или иным организмом из воды. По нашим данным, в моллюсках (как в раковинах, так и в мягких тканях) величина BCF для большинства ТМ выше, чем в иглокожих. Различия в значении BCF для разных металлов достигают трех порядков величин: от $n \cdot 10^2$ (As, Cr) $n \cdot 10^5$ (Fe, Hg, Zn, Mn). Среди металлов наи-

большие значения ВСФ в мягких тканях моллюсков показывают не только физиологически значимые металлы (Zn, Mn и Fe), но и токсичная Hg [3].

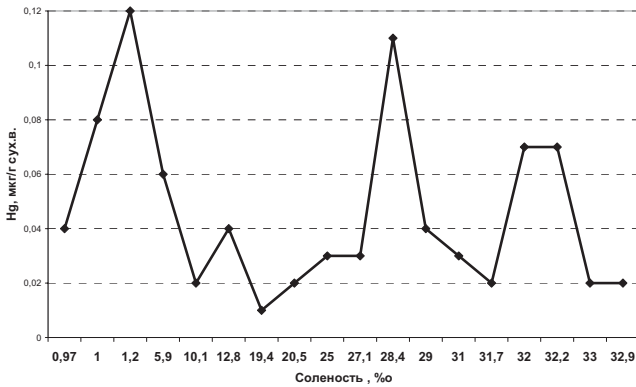


Рисунок 2. Распределение ртути в целом теле ракообразных *Saduria sp.* в зависимости от солености на разрезе эстуарий р. Енисей - Карское море.

Работа выполнена в соответствии с Государственным заданием № 0149-2014-0026 Лаборатории физико-геологических исследований ИО им. П.П. Ширшова РАН, а также при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 43 (проект "Биогеохимия тяжелых металлов и природные процессы биосорбционной очистки морей и океанов").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкин С.В., Кучерук Н.В., Минин К.М. Макрозообентос эстуарных зон Оби и прилегающий районов Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 837–841.
2. Козловский В.В., Чикина М.В., Кучерук Н.В., Басин А.В. Структура макрозообентосных сообществ юго-западной части Карского моря // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 6. С. 1072–1081.
3. Демина Л.Л., Гордеев В.В., Галкин С.В. и др. Биогеохимия некоторых тяжелых металлов и металлоидов на разрезе эстуарий р.Обь–Карское море // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 771–784.

The data on distribution of the heavy metals (As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni and Pb) in the dominant bottom communities inhabited the Kara Sea, including the Ob and Yenisei Rivers' Estuaries are presented. It was shown that bioaccumulation of certain heavy metals in different organisms depended on some environmental parameters as well as on type of substance composing proper tissue.

Доманов М.М.¹, Доманова Е.Г.², Парфенова Л.М.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: domanov@ocean.ru; ²Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва)

Оценка зависимости характера распределения естественных радионуклидов и органического вещества в донных осадках от генетического типа исходного органического вещества

Domanov M.M.¹, Domanova E.G.², Parfenova L.M.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Oil and Gas Problems RAS, Moscow)

Assessment of dependence of nature of distribution of natural radionuclides and organic matter in the bottom sediments from genetic type of initial organic matter

Ключевые слова: осадочное вещество, углеводороды, радионуклиды, Карское море

Исследования углеводородных структур планктонного генезиса в донных осадках, обогащенных радионуклидами, показали, что углеводородные структуры селективны в отношении корреляционной связи их концентраций с концентрацией определенных радионуклидов [1–4]. Наличие такой избирательности углеводородных структур к конкретным радионуклидам объясняется не только и не столько свойствами осадков, но и спецификой свойств самих углеводородных структур. Хорошо известна связь ²³⁸U с содержанием асфальтенов в нефтеводоносных породах и смолисто-асфальтеновыми компонентами нефтей [5]. Установлена положительная корреляционная связь содержания ²²⁶Ra, ²³²Th с ароматическими структурами хлороформенного битумоида в поверхностном слое осадков [6–7]. В настоящей работе исследовалась структура углеводородного состава битумоидов и содержание естественных радионуклидов ²²⁶Ra, ²³²Th и ²¹⁰Pb в поверхностном слое осадков Карского моря с целью оценки возможной связи распределения радионуклидов с генетическим типом исходного органического вещества осадка.

Материал для исследования отобран дночерпателем «Океан-50» из поверхностного слоя 0–5 см донных осадков Карского моря в 128 рейсе НИС Штокман и 22 рейсе НИС Академик Борис Петров.

Для исследования качественного и количественного состава углеводородов использованы стандартизированные методы селективной экстракции, хроматографии и инфракрасной спектроскопии. Методика описана в работе [7].

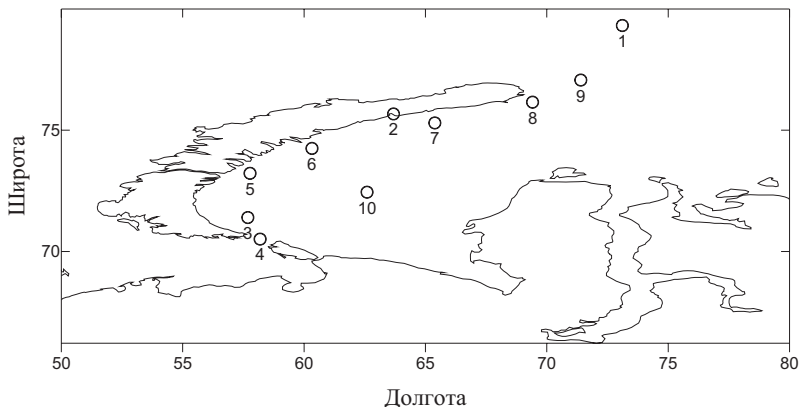


Рисунок. Схема расположения станций

Для исследования количественного состава УВ в битумоидах измерены величины оптических плотностей основных полос поглощения на ИК-спектрограммах. Расчёт содержания углеводородов и гетеросоединений выполнен по методу, предложенному в работе [8].

Измерение концентрации ^{226}Ra и ^{232}Th в осадке выполнялись в лаборатории Дозиметрии и радиоактивности окружающей среды Химического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова с помощью гамма-спектрометра с детектором из сверхчистого германия GC-3020 с относительной эффективностью по линии кобальта-60 (1.332 МэВ), равной 30%, и разрешением по этой линии 1.8 КэВ. Статистический анализ данных о составе битумоидов и концентрации радионуклидов выполнен методом построения корреляционных матриц при статистической значимости $p < 0.05$ по программе “STATISTICA 6”

Групповой состав ХБА характеризуется высоким содержанием спирто-бензольных смол, среднее значение $-54.87 \pm 3.75\%$, максимальное значение получено для ст. 3. Среднее значение углеводородной фракции (УВ) также повышено $26.13 \pm 4.79\%$ с максимальным значением 33.91% на ст. 8. Максимальное содержание асфальтенов обнаружено на станции 2 (17.39%). Максимальное содержание ХБА (0.016%) получено на станции 4. Можно отметить повышенное (11.43%) по сравнению с остальными районами содержание бензольных смол в осадке на самой глубокой (465 м) ст. 1 в желобе Святой Анны.

Углеводородный состав битумоидов на всех станциях представлен парафиновыми, нафтеновыми и ароматическими структурами. При этом количество нафтеновых структур преобладает и колеблется от 39.65 до 66.81%. Среднее содержание составляет 54.74%. Максимальное содержание парафинов (46.14%) отмечено на станции 1 в желобе Анны в северной части Карского моря, а максимум нафтеновых (66.81%) также в желобе

Святой Анны на ст. 9. Максимальное содержание ароматических структур (24.94%) найдено на ст. 2. На всех станциях парафины имеют как нормальное, так и изостроение. Исследование состава ароматических структур показало, что в рассмотренных районах преобладают одноядерные ароматические замещенные, что свидетельствует о высокой степени преобразованности ХБА в осадках Карского моря. При этом, однако, можно отметить, что на станции 2 максимальное содержание полиядерных ароматических структур при пониженном содержании одноядерных указывает на более низкую степень преобразования углеводородов в этом районе. Здесь, по сравнению с другими станциями, преобладает менее восстановленное органическое вещество.

Генетический тип исходного органического вещества (сапропелевый или гумусовый) был определён по величине спектральных коэффициентов, полученных для исследованных образцов битумоидов осадков [8].

A1 – отношение содержания полиядерных конденсированных структур к содержанию одноядерных

A2 – отношение содержания полиядерных длинноцепочечных структур к содержанию одноядерных

На станциях 1, 4, 5, 6, 7, 10 A1 и A2 меньше 1, что присуще сапропелевому органическому веществу. Осадки на станциях 2, 3, 8, 9 на основании этих показателей можно отнести к гумусовым осадкам. Для станций с сапропелевым осадком (1, 4, 5, 6, 7, 10) хорошо выражена положительная корреляционная связь содержания полиядерных структур с глубиной. Коэффициент корреляции (R) равен 0,92 (N=6).

Результаты определения концентрации ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{210}Pb в поверхностном слое осадков были сопоставлены с групповым составом битумоидов.

Таблица 1. Корреляционная матрица для всех станций

	Ra	Th	Pb
Парафиновые	0.62	0.66	0.52
Нафтеновые	-0.48	-0.66	-0.80
Доля изопарафиновых структур			0,68
Глубина, м	0.89	0.85	0.51
Th	0.90	1.00	0.67

Концентрация ^{226}Ra и ^{232}Th в осадке возрастает с увеличением глубины моря. В целом можно отметить положительную корреляционную связь концентрации радионуклидов с содержанием парафиновых структур и отрицательную связь с содержанием нафтенных.

Для станций с преимущественно сапропелевым осадком (1, 4, 5, 6, 7, 10) хорошо выражена положительная корреляционная связь ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{210}Pb

с содержанием полиядерных ароматических структур. В гумусовых осадках такая связь не наблюдается.

Таблица 2. Корреляционная матрица для станций с сапропелевым осадком

	Ra	Th	Pb	Полиядерные
Парафиновые	0.54	0.67	0.81	
Нафтеновые	-0.50	-0.70	-0.86	
Полиядерные	0.91	0.96	0.88	
Глубина, м	0.94	0.98	0.79	0.92
Th	0.92	1.00	0.84	

Увеличение концентрации ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{210}Pb в осадках с ростом содержания полиядерных ароматических структур в ХБА указывает на преимущественное накопление этих радионуклидов в осадках с менее восстановленным органическим веществом, что характерно для современных осадков на ранней стадии диагенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке, Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 47

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rashid M.A. Absorbtion of metal on sedimentary and peat humic acids // Chem. Geology. 1974. V. 13. P. 115–123.
2. Reuter J.H., Perdue E.M. Interaction of metals with organic matter // Geoch. Et Cosmochimacta. 1977. V. 41. № 2. P. 325–334.
3. Антипенко В.Р., Мелков В.П., Титов В.И. Микроэлементы и формы их существования в нефтях // Нефтехимия. 1979. Т. 19. № 5. С. 723–737.
4. Лисицин А.К. Ураноносность окисляющихся нефтей // Геохимия. 1960. № 7. С. 634–639.
5. Erickson R.L., Myers A.T., Horr C.A. Association of uranium and other metals with crude oil, asphalt and petroliferous rock // ВААРГ. 1954. V. 38. № 10. P. 140–148.
6. Доманов М.М., Верховская З.И., Доманова Е.Г. О Связи содержания углеводородных структур битумоидов и концентрации микроэлементов в планктоногенных морских осадках Охотского и Японского морей // Нефтехимия. 2011. Т. 51. № 4. С. 1–7.
7. Доманов М.М., Верховская З.И., Амбросимов А.К., Доманова Е.Г. Углеводородные структуры битумоидов и концентрации ^{232}Th и ^{226}Ra в осадках Каспийского моря // Нефтехимия. 2014. Т. 54. № 4. С. 275–282.
8. Доманова Е.Г. Методические указания по расшифровке ИК-спектрограмм битумоидов и нефтей. М.: Гос.-нная академия нефти и газа им. И.М. Губкина, 1992. 17 с.

It is shown the dependence of nature of the distribution of natural radionuclides and organic substance in the bottom sediments from genetic type of initial organic matter. For sapropelic sediments positive correlation connection ^{226}Ra , ^{232}Th and ^{210}Pb with the maintenance of polynuclear aromatic structures is well expressed.

Жаворонков А.В., Ульяновцев А.С.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: zhavoronkov52@gmail.com)

Системное изучение морского льда: современное состояние проблемы

Zhavoronkov A.V., Ulyantsev A.S.

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

Integrated study of sea ice: contemporary problematics

Ключевые слова: морской лёд, Арктика, шельф, системный подход

Современное состояние морей Российской Арктики и всего Северного Ледовитого океана характеризуется изменением практически всех параметров экосистем и биогеохимических круговоротов веществ, в том числе ключевого – цикла углерода [1–3]. Происходящие в Арктике климатические изменения способствуют увеличению стока и разгрузки природных и антропогенных компонентов реками, впадающими в Северный Ледовитый океан. При этом увеличивается поступление в арктические моря России взвешенного и растворенного органического вещества (ОВ) [4,5]. Интенсификация терригенного потока растворенного ОВ, способна, с одной стороны, значительно воздействовать на процессы, определяющие цикл углерода арктических морей, с другой – быть качественным индикатором среды, дальности распространения терригенного вещества, влияния пресноводного стока на ледовую обстановку акваторий [1,2,6].

Нерешённой фундаментальной проблемой Арктики остаётся ледовый режим арктического бассейна, его влияние на круговорот ключевых биогеохимических элементов, климатические изменения в Арктике. Морской лёд является неотъемлемой частью акваторий полярных и субполярных бассейнов Земли. Годовой цикл формирования и таяния морского льда играет значительную роль в регуляции климата Земли и глубинных процессов в Мировом океане. Актуальность исследований арктической системы морского льда определяется его функциональной значимостью. *Транспортная* функция заключается в пространственном распространении попавших в состав плавучих льдов компонентов. *Синтетическая* функция заключена в синтезе ОВ и газов, связанном с деятельностью биоты, населяющей морской лёд. *Трансформационная* функция заключается в преобразовании органического и минерального вещества, также связанном с деятельностью ледовой биоты. В условиях больших перепадов температур имеют место процессы преобразования ОВ и минерального аутигенеза (например, образование икаита). Морской лёд выполняет также *барьерную*

обменную функцию, являясь эффективным барьером между океаном и атмосферой, регулирующим потоки вещества и энергии, а также мощным обменным «насосом» между гидросферой и атмосферой. *Седиментационная* функция заключается в участии ледовых потоков осадочного вещества в осадконакоплении. На основе палеостратиграфического анализа донных отложений возможно восстановление ледовых обстановок, существовавших в эпохи оледенений и потеплений. Являясь биотопом с характерным видовым составом биоты от вирусов и бактерий до ракообразных, морской лёд выполняет *экологическую* функцию. В Арктике обширные, покрытые морским льдом акватории являются ареалом обитания полярных птиц и млекопитающих.

Арктический бассейн подвержен влиянию массивного речного стока, соответствующего 11% общего стока растворённого органического углерода в воды Мирового океана [4]. С речным стоком в воды Северного Ледовитого океана (СЛО) поступают большие количества взвеси, органического вещества (ОВ) и загрязнителей, которые активно вовлекаются в процессы формирования и таяния морского льда. К примеру, период ледостава в море Лаптевых длится около 250–300 дней, то есть большую часть годового цикла [7]. Большая часть терригенного ОВ, поступающего с речным стоком, биологически устойчива и распространяется на большие расстояния в результате дрейфа [2,4]. Химический состав взвешенных и растворённых форм ОВ, поставляемых реками Российской Арктики, хорошо согласуется с областями тундрового и таёжного дренажа [4]. Динамика речного стока в СЛО значительно влияет на процессы крупномасштабного формирования морских льдов. Арктические льды, формируемые в прибрежных областях, зачастую обогащены осадочным веществом, которое транспортируется на большие расстояния по мере дрейфа льдов трансполярными течениями. В структуру льда могут попадать целые части наземных растений и торфа, которые переносятся льдами и могут разгружаться за сотни километров от мест их попадания в структуру льда [6,8].

Многодисциплинарный подход на протяжении нескольких десятилетий успешно применяется в различных областях наук о Земле [6,7,9–11]. На современном этапе развития океанологии для успешного решения фундаментальных и прикладных задач необходима разработка комплексных программ и привлечение специалистов различных областей, в том числе иностранных коллег [12]. Малоизученными остаются биогеохимические процессы во льдах, формируемых в зонах большой речной разгрузки и сезонных стоков речных льдов, обогащённых терригенным осадочным веществом. Влияние формирования льда на содержание ОВ в океане также остаётся малоизученным. На экспериментах по замораживанию морской воды удалось оценить степень задержки ОВ во льду [6]. Несмотря на то, что большая часть однолетнего морского льда в Арктике формируется на шельфе Евразийского арктического бассейна, воды кото-

рого обогащены терригенным ОВ, лишь малая его часть захватывается льдом [4].

Нами разработана программа изучения арктической системы морского льда, включающая комплекс отбора проб морского льда и воды, пробоподготовки и химико-аналитических определений. Целью работы является выявление закономерностей формирования профилей физических, гидрологических и геохимических параметров однолетнего морского льда и подлёдной водной толщи на примере моря Лаптевых. Для этого планируется определить физические и физико-химические параметры морского льда (внешнее описание, температура, плотность, электропроводность, рН, окислительно-восстановительный потенциал), оценить влияние гидродинамической обстановки на характеристики морского льда, оценить содержание и состав органического вещества и газовых составляющих цикла углерода морского льда. Решение поставленных задач позволит уточнить параметры составляющих газового баланса цикла углерода (метана и диоксида углерода) между подлёдной водой и атмосферой в системе «гидросфера-лёд-атмосфера» и оценить вклад континентальных процессов в поставку осадочного вещества в морской лёд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
2. Stein R., Macdonald R.W. (Eds.) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer. 2004. 363 p.
3. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях, ответ на современное потепление // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 266–277.
4. Stedmon C.A., Amon R.M.W., Rinehart A.J., Walker S.A. The supply and characteristics of colored dissolved organic matter (CDOM) in the Arctic Ocean: Pan Arctic trends and differences // Marine Chemistry. 2011. V.124. P.108–118.
5. Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E. et al. Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // Biogeosciences. 2011. № 8. P. 2407–2426.
6. Sea ice / Eds. D.N. Thomas and G.S. Dieckmann. Wiley-Blackwell, Oxford, 2010. 622 p.
7. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде, Е.И. Поляковой, Л.А. Тимохова, И.Е. Фролова. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
8. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в морях и океанах. М.: Наука, 1994. 450 с.
9. Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный Мир, 2001. 644 с.

10. Океанология на старте XXI века / Под ред. А.Л. Верещаки. М.: Наука, 2008. 566 с.
11. Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. редактор С.М. Шаповалов. М.: Научный мир, 2010. 630 с.
12. Лисицын А.П., Тиде Й., Кассенс Х. Российско-Германские работы в Арктике: 15 лет исследований в высоких широтах // Вестник РАН. 2011. Т. 81. № 5. С. 396–404.

A functional significance of the ice of the Arctic marine system was shown by the analysis of published data. Revealing the peculiarities of formation hydrological and geochemical profiles of the annual sea ice and under-ice water shall estimate the hydrodynamic regimes and fluxes of organic matter in the ice. The program of the sea ice study was developed. This program includes sampling of sea ice and under-ice water, sample preparation and analysis.

Здобин Д.Ю.

(Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, e-mail: zdobin_soil@mail.ru)

О возможном универсальном показателе трансформации осадка

Zdobin D.Yu.

(St. Petersburg State University St. Petersburg)

About a possible universal index transformation of the bottom sediment

Ключевые слова: донные осадки, органическое вещество, естественная влажность, универсальный показатель трансформации

Фундаментальной проблемой седиментологии является выбор критерильных параметров разделения пограничной системы придонный слой «вода – донные осадки» (Benthic Boundary Layer), который в свою очередь в силу не устоявшейся литологической терминологии разные исследователи называют по-разному. Если термин «придонный нефелоидный слой» вполне устоялся и не вызывает особых возражений, то обозначение наддонной суспензии «наилком» (без строгих математических характеристик) хоть достаточно широко распространено, но на наш взгляд, абсолютно размыто, субъективно и не несет в себе строгих физических параметров. Синоним наилка «жидкий флюккулированный слой», по всей видимости, применяемый в описании процессов океанической седиментации, более точен, но, тем не менее, так же математически не обоснован.

Еще более запутанной и неоднозначной чем в системе «взвесь – осадок» обстоят дела с понятийно-терминологической базой в наименовании объектов ранжирования в системе «осадок – ил – глина». «Наилок», «жидкий ил», «полужидкий ил», «пластичный ил» – вот далеко не полный перечень терминов встречающихся в литологической и грунтоведческой литературе при описании верхнего слоя донных осадков.

В связи с этим возникает вопрос о введении в описании аквальных осадков некоего «универсального показателя трансформации осадка», характеризующего степень изменения описываемой системы, а на основании последнего – строгое математическое выделение (ранжирование) процессов седиментогенеза с вполне конкретной терминологической базой.

При введении данного показателя мы исходили из нескольких основополагающих постулатов.

- должен распространяться на все природно-климатические зоны мира;

- не должен зависеть от скорости поступления осадочного материала в бассейн седиментации;
- не должен зависеть от минералогического и гранулометрического состава взвеси;
- не должен зависеть от гидродинамического режима акватории, включая скорость придонных течений;
- не должен зависеть от химического состава морской воды бассейна седиментации;
- применим к осадкам шельфа (для океанических осадков и осадков открытого моря недостаточно репрезентативных данных).

Основой для введения индекса трансформации осадка (I_{mo}) явился (неоспоримый для авторов данного сообщения) постулат что *«донный осадок – четырехфазная (твердая, жидкая, газообразная и биотическая), термодинамически неустойчивая природная система, изменение одной фазы в которой ведет к кардинальной перестройке всего объекта»*.

Первоначально рассматривался вариант использования в расчетах I_{mo} процентного содержания наиболее представительной (либо лабильной, либо доминирующей) фракции гранулометрического состава донных отложений. Дальнейшие исследования поставили под сомнение правомочность данного предположения по двум основным причинам теоретического и методологического характера:

Во-первых, методика определения гранулометрический состав горных пород вообще (и донных осадков в частности) основана на применении четырех совершенно разных физических законов:

- а) свободное движение жидкости через поровое пространство фракция >2 мм (крупнообломочные частицы);
- б) капиллярное поднятие фракция 2–0.1 мм (песчаные частицы);
- в) падение сферических частиц в жидкости (закон Стокса) – фракция 0.1–0.002 мм (пылеватые частицы);
- г) верхняя граница действия Броуновского движения в глинистой суспензии 0.002 мм (глинистые частицы).

Как показывают последние экспериментальные исследования определения гранулометрического состава глинистых пород с помощью лазерных анализаторов, отклонения в двух последних фракциях, весьма существенны от теоретически предсказанных.

Во-вторых, в гранулометрическом отношении донные осадки крайне сложная и нестабильная фазовая система, в которой зачастую невозможно четко разграничить определенные фракции. Наличие гидрофильных глинистых минералов в составе твердой фазы донных осадков, повсеместное присутствие растворенного органического вещества, значительный размер двойного электрического слоя окружающих частицы глинистых минералов, все эти факторы, накладываясь друг на друга, суммируются, и порой

существенно искажают истинную картину распределения элементов частиц в донном осадке, порой резко завышая выход фракций 0.005, 0.002 и 0.001 мм. Более того, применение совершенно разных методов как определения самого гранулометрического состава (отмучивания, ареометрический, пипеточный, лазерный), так и способов пробоподготовки осадка к проведению самого гранулометрического анализа (механический, физический, физико-химический) в силу вышеназванных причин позволяют утверждать, что получаемые результаты гранулометрического состава *неоднозначны* и порой просто *несопоставимы* между собой.

Поэтому для индекса трансформации были выбраны показатели состава *первого порядка* (определяемые одним прямым методом) естественная влажность осадка (W_e), влажность на границе текучести (W_L) и относительное содержание органического вещества ($C_{орг}$). Влажность на границе текучести выбрана как одна из «критических точек» состояния осадка и подразумевает, что силы сцепления (c) и угла внутреннего трения (ϕ) равны 0 – переход любого вещества из пластичного состояния в текучее.

В общем виде индекс трансформации осадка можно записать в следующем виде:

$$I_{mo} = \frac{W_L - W_e}{C_{орг}} \quad (1),$$

где I_{mo} – индекс трансформации осадка

W_L – влажность на границе текучести, %,

W_e – естественная влажность осадка, %,

$C_{орг}$ – относительное содержание органического вещества, %.

При использовании данного коэффициента все множество состояний донного грунта разбивается на интервал значений от $-n$ до $+n$ с переходом через 0. Отрицательные значения I_{mo} относятся к области осадка (ила), положительные I_{mo} к области породы (глины).

Подчеркнем, что введение и использование данного индекса никак не отменяет предыдущих геологических, литологических и грунтоведческих построений (основанных на разных критериях и принципах) по обоснованию и выделению стадий формирования осадочных пород. Скорее это попытка объединить литологический и грунтоведческий критерий в единое целое для выделенных стадий, основанных на физико-химических свойствах осадка (соотношения W_e , W_L и $C_{орг}$).

В качестве примера ниже приводится ряд таблиц по непрерывной секвенции донных глинистых осадков отобранных в разные годы на шельфе акваториях морей Евразии.

Белое море, Кандалакшский залив, бухта Никольская

Горизонт, см	W _e , %	W _L , %	С _{орг} , %	I _{мо}
–0.05–0.0	539	110	11.06	–3.5
0.0–0.05	235	109	8.89	–1.6
0.05–1.0	205	102	6.85	–2.2
1.0–2.0	181	90	6.47	–2.2
2.0–3.0	170	90	5.63	–2.5
3.0–4.0	166	91	5.94	–2.1
4.0–5.0	144	85	5.81	–1.7
5.0–8.0	147	86	5.73	–1.9
9.0–11.0	141	85	5.53	–1.8
14.0–16.0	145	89	5.61	–1.8
16.0–19.0	137	92	5.68	–1.4
19.0–21.0	139	87	5.32	–1.8
21.0–24.0	124	91	5.3	–1.7
24.0–26.0	123	94	5.22	–1.1
26.0–29.0	118	93	5.18	–0.9
29.0–30.0	116	92	5.06	–0.9
34.0–35.0	112	95	4.86	–0.7
35.0–36.0	98	98	4.79	0.0
36.0–39.0	96	95	4.83	0.0
40.0–42.0	93	93	2.98	0.0
43.0–45.0	90	93	2.85	0.3

Море Лаптевых, бухта Моржовая

Горизонт, см	W _e , %	W _L , %	С _{орг} , %	I _{мо}
0.0–3.0	103	48	3.3	–5.1
3.0–7.0	74	40	3.1	–3.5
8.0–12.0	47	31	2.8	–2.0
13.0–16.0	22	23	1.9	0.3
18.0–22.0	19	21	1.8	0.6

Из таблиц следует, что разделение системы «ил–глина» по вышеприведенному индексу колеблется при пороговых значениях $W_e = W_L$ и $C_{орг} \approx 3\%$.

Причем числовые значения основных физико-химических параметров (W_e , W_L и $C_{орг}$) в системе «наил – осадок» («осадочный туман» [1]) могут быть различны, и зависеть от конкретных геолого-геоморфологических условий седиментации определенной природно-климатической зоны.

Понятно, что предлагаемый к использованию индекс трансформации осадка кардинально не решает проблему безусловной градации непрерывной секвенции современных морских отложений, но все же надеемся,

что он поможет седиментологам и морским геологам достаточно точно разделять интересующую их систему. Используя понятные и простые в определении показатели свойств донного осадка, появляется возможность дополнить морские геологические исследования грунтоведческим наполнением, что в свою очередь, возможно, способствует решению ряда стоящих перед ними вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Здобин Д.Ю. Стадийность образования глинистых грунтов в присутствии органического вещества // Геозкология. 2013. № 3. С. 259–263.

The possibility of using universal indicator of transformation of the bottom sediments on the basis of physic-chemical properties of the first order: water content, liquid limit, organic matter content. Given the formula and tables illustrate his.

**Крылов А.А.^{1,2}, Семенов П.Б.², Музафарова Л.Э.¹,
Кржижановская М.Г.¹, Константинова Н.П.^{1,2},
Малышев С.А.²**

(¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, e-mail: akrylow@gmail.com; ²ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург)

Икаит как маркер разгрузки углеводородов в Чукотском море

**Krylov A.A.^{1,2}, Semenov P.B.², Muzafarova L.E.¹,
Krzhizhanovskaya M.G.¹, Konstantinova N.P.^{1,2},
Malyshev S.A.²**

(¹St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg;
²VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg)

Ikaite as a marker of hydrocarbons fluids discharge in the Chukchi Sea

Ключевые слова: икаит, метан, Чукотское море, анаэробное окисление метана

Как правило, осадки Арктических морей не содержат аутигенные карбонаты в силу специфики геохимического состава поровых вод. Исключением является гексагидрат карбоната кальция – икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), многочисленные находки которого известны в Карском море и море Лаптевых. В Чукотском море икаит был обнаружен с борта судна «А.Курвачёв» в 2014 г. Кристаллы находились на поддонной глубине 210–230 см во вскрытом разрезе газонасыщенных алевролитовых илов мощностью 230 см.

Присутствие икаитовой фазы было подтверждено рентгеноструктурными исследованиями. Анализ проводился поэтапно при последовательном изменении температур от -15°C до $+35^\circ\text{C}$. Также исследовалась трансформация икаита в кальцит при его нахождении в условиях комнатной температуры в течение 3 и 30 дней. Результаты показали, что икаит трансформировался в кальцит через ватеритовую фазу.

Газовая составляющая осадков, вмещающих икаит, состоит преимущественно из метана с примесью этана. Измеренные значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ уменьшаются от -82.7 до -91.3% PDB на глубинах от 15 до 205 см. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_2\text{H}_6$, определенный в нижней части разреза, менялся от -40.8 до -41.7% .

Изотопный состав двух образцов икаита измерялся после их трансформации в кальцит и составил: $\delta^{13}\text{C} -31.2\%$ и -27.9% ; $\delta^{18}\text{O} 3.2$ и 1% PDB. Полученные данные свидетельствуют, что, несмотря на четкую приурочен-

ность икаита к газонасыщенным осадкам, анаэробное окисление метана не играло основную роль в процессе его формирования. Значительная доля углерода была поставлена при деструкции органического вещества.

Ikaite was discovered in the gas-saturated sediments of the Chukchi Sea in 2014. Isotopic studies have shown that the source of carbon during crystallization were organic matter and methane.

Кудрявцева Е.А.¹, Александров С.В.², Канапацкий Т.А.³

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

kudryavtzeva@rambler.ru; ²Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Калининград; ³Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва)

Сезонная динамика первичной продукции, некоторых показателей биологической продуктивности и условий среды в Гданьском бассейне Балтийского моря

Kudryavtzeva E.A.¹, Aleksandrov S.V.², Kanapatskiy T.A.³

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow;

²Atlantic Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography, Kaliningrad;

³S.V. Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

The seasonal dynamic of primary production, some biological and environmental parameters of the Gdansk Basin (the Baltic Sea)

Первичная продукция, фитопланктон, хлорофилл «а», бактериопланктон, Балтийское море

Целью работы было изучение сезонной динамики первичной продукции на фоне внутригодовых изменений условий среды и некоторых показателей состояния планктонного сообществ российском секторе юго-восточной части Балтийского моря. В Гданьском бассейне аналогичные ежемесячные наблюдения проводились только в польском секторе [1]. Выполненные исследования могут быть полезны для изучения потоков вещества и энергии через планктонные сети, при составлении регионального баланса органического углерода.

Первичная продукция измерялась в 2008–2009 гг. на буйковой станции, расположенной севернее Самбийского п-ова на участке акватории моря с глубинами 20–40 м, которые по принятой для Гданьского залива классификации считаются находящимися под переменным влиянием, как побережья, так и открытого моря [2]. Инкубация проб первичной продукции *in situ* с экспозицией в толще вод исключает искажение температурных и световых условий при измерении интенсивности фотосинтеза.

В вертикальном распределении в течение года максимальные величины абсолютной и удельной первичной продукции наблюдались в верхнем пятиметровом слое. На 1% границе проникновения света в море в теплый период года интенсивность фотосинтеза составляла около $5 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сут}^{-1}$. Во время весеннего и летнего максимумов «цветения» фитопланктона до самого дна была измерена первичная продукция порядка $10 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сут}^{-1}$, не-

смотря на низкую прозрачность воды. В периодвесеннего минимума первичной продукции фотосинтез прекращался на 1% границе проникновения света в воду, в период зимнего на глубине 15–20 м, т.е на 10–15 м выше указанной границы проникновения солнечной радиации. В разные месяцы 77–93% интегральной первичной продукции создавалось в верхнем десятиметровомслое, в среднем за год – 86%.

На исследованном участке акватории наблюдались четко выраженные весенний (в апреле) и летний (в июле) максимумы первичной продукции. Такой тип сезонной динамики характерен для мезотрофных районов умеренных широт. Весенний пик был короче, но достигалбольших значений первичной продукции ($2348 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$). В период более продолжительного летнего максимума первичной продукции (июль-сентябрь) отмечались колебания уровня первичной продукции, чтохарактерно для акваторий, находящихся под влиянием побережья [3].

Суточные ассимиляционные числа фитопланктона увеличивались от зимы к лету (корреляция с температурой $R^2=0,41$). Однако при неблагоприятных для фотосинтеза условиях они снижались (в августе в результате сильного волнения и в сентябре, по-видимому, вследствие возникновения апвеллинга). При этом со второй половины августа до октября отмечалась наибольшая удельная продукция на единицу биомассы фитопланктона, по-видимому, в результате «омоложения» стадии сезонной сукцессии планктонного сообщества придополнительном поступлении биогенов в слой фотосинтеза [4].

В зимний период первичная продукция ограничивалась недостатком света и низкой температурой воды, а в марте при возросшей освещенности и накоплении биомассы фитопланктона только термобаром. Интенсивное «цветение» фитопланктона наблюдалось в апреле 2009 г., когда температура воды превышала температуру максимальной плотности ($2,4^\circ\text{C}$) [5]. Большей продолжительности весеннего «цветения» фитопланктона, возможно, способствует большая глубина перемешанного слоя, как это наблюдаюсь в 2008 г., когда после теплой зимы «цветение» фитопланктона началось в середине марта до появления стратификации и еще длилось в середине апреля за счет накопленной биомассы, хотя эффективность фотосинтеза была уже очень низкой. При этом разница в температуре между поверхностным и придонным горизонтами была небольшой для этого времени года, около 1°C .

В целом, в течение года, кривая, описывающая сезонные изменения первичной продукции находилась в противофазе с кривыми, описывающими сезонные изменения концентраций минеральных форм азота и фосфора. С концентрацией азота установлена статистически значимая взаимосвязь ($R^2=0.42$ с суммой всех минеральных форм азота и $R^2=0.59$ с суммой его окисленных форм). В мае при средних в слое фотосинтеза концентрациях окисленных (0.08 мкг-ат/л), восстановленных (0.62 мкг-ат/л) форм азота,

фосфатов (0.55 мкг-ат/л) и средней температуре воды 8.5°C наблюдались минимальные за теплый период года величины первичной продукции. Фотосинтез поддерживался за счет небольшого увеличения ассимиляционных чисел и удельной продукции. В июне, с увеличением температуры воды вдвое и накоплением биомассы фитопланктона, наблюдались минимальная в теплый период года величина удельной (на единицу биомассы) и невысокая величина абсолютной первичной продукции, т.е. азот и фосфор продолжали ограничивать фотосинтез. Концентрации фосфатов имели неравномерное вертикальное распределение и на некоторых горизонтах были ниже концентрации 0.15 мкг-ат/л, считающейся лимитирующей в Балтике [6]. При аналогичных низких концентрациях суммы минеральных форм азота (1.82 мкг-ат/л) и фосфатов (0.22 мкг-ат/л) в июле наблюдался летний максимум первичной продукции, связанный с окончанием перестройки экосистемы на летний тип функционирования и интенсивным развитием сине-зеленых при достижении водой температуры 18–19°C.

В точке наблюдений наименьшее число видов фитопланктона наблюдалось в апреле и мае 2008 г. в условиях биогенного лимитирования первичной продукции, а также в сентябре, когда при увеличении солёности вследствие апвеллинга наблюдалось значительное сокращение представителей отделов Chlorophyta и Cyanophyta. Наибольшее число видов отмечалось в июне, в конце весенне-летнего минимума первичной продукции; во второй половине августа и октябре, после дополнительного поступления биогенов в эвфотический слой; а также в декабре до появления термобара. Повышение видового разнообразия в экосистемах наблюдается, когда экосистема контролируется биологическими факторами.

Сезонная динамика общей биомассы фитопланктона и концентрации хлорофилла «а» различалась во второй половине года, когда концентрация хлорофилла оставалась высокой, а биомасса фитопланктона имела относительно пониженные величины ($R^2=0.36$). Сезонная динамика удельного содержания хлорофилла в фитопланктоне определялась изменениями биомассы зеленых водорослей ($R^2=0.72$). Сезонные изменения суточного ассимиляционного числа в течение года, как правило, происходили разнонаправленно с изменениями среднего объема клеток фитопланктона. Кривые, описывающие динамику биомассы фитопланктона, прежде всего биомассы диатомовых, и концентрации органического азота, большая часть которого заключена в состав фитопланктона, изменялись однонаправленно ($R^2=0.33$).

Максимумы концентрации органического фосфора отмечались с опозданием относительно максимумов биомассы фитопланктона и органического азота. Численность и биомасса бактерий практически полностью отражали распределение концентрации органического азота ($R^2=0.72$), в меньшей степени биомассы диатомовых ($R^2=0.44$) и первичной продукции ($R^2=0.42$).

Как и в случае сезонной динамики первичной продукции и концентрации хлорофилла, максимумы численности и биомассы бактериопланктона наблюдались в течение года в периоды понижения интенсивности их продукции, соответственно, наоборот, в периоды повышения продукции бактерий наблюдались пониженные величины их численности и биомассы. Распределение продукции бактерий в сезонной динамике было почти идентично распределению концентрации органического фосфора, за исключением данных по декабрю ($R^2=0,39$), когда, по видимому, повышение его концентрации было связано с поступлением со стороны побережья, на что указывает снижение солености и направлени ветра состороны побережья. Также, продукция бактерий находилась в отрицательной зависимости от солености ($R^2=0,57$), в особенно сильной зависимости – удельная продукция ($R^2=0,73$).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 14-37-00047 «Геоэкологические условия морского природопользования в российском секторе ЮВ Балтики».

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Witek Z., Ochocki S., Nakonieczny J. et al. Primary production and decomposition of organic matter in the epipelagic zone of the Gulf of Gdańsk // ICES Journal Marine Science. 1999. V. 56. P. 3–14.
2. Andrulewicz E., Kruk-Dowgiallo L., Osowiecki A. An expert judgement approach to designating ecosystem typology and assessing the health of the Gulf of Gdansk // Managing the Baltic Sea. Coastline Reports. 2004. V. 2. P. 53–61.
3. Очерки по биологической продуктивности Балтийского моря. Т. 2. Планктон / ред. Д.Е.Гершанович. М., 1984. 373 с.
4. Виноградов М.Е. Развитие пелагических сообществ и биотический баланс океана // Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008. С. 257–292.
5. Нефть и окружающая среда Калининградской области. Калининград: Терра Балтика, 2012. Т. 2. 576 с.
6. Van Beusekom J.E.E., Mengedoht D., Augustin C.B. et al. Phytoplankton, protozooplankton and nutrient dynamics in the Bornholm Basin (Baltic Sea) in 2002–2003 during the German GLOBEC// Project Earth Sci (Geol Rundsch). 2009. V. 98. P. 251–260.

The seasonal dynamic of biomass, production, composition of phytoplankton, number, production and biomass bacteria were studied along with environmental parameters from April 2008 to until April 2009.

**Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А., Богуш А.А.,
Кривоногов С.К.**

(Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: leonova@igm.nsc.ru)

Биогеохимические особенности формирования планктоногенного сапропеля озера Котокель (Прибайкалье)

**Leonova G.A., Maltsev A.E., Bobrov V.A., Bogush A.A.,
Krivonogov S.K.**

(V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk)

Biogeochemical features of the formation planktonogenic sapropels of lake Kotokel (Baikal region)

Ключевые слова: фитопланктон, автохтонное органическое вещество, сапропель, стратиграфия, биогенный кремний

Озеро Котокель – крупнейшее в Прибайкалье – расположено в непосредственной близости (2 км) от восточного берега Байкала, в его средней части, между устьями рек Турка и Кика. Длина озера составляет 15 км, средняя ширина – 4.6 км, средняя глубина – 4.5 м (максимальная 14 м), площадь озера – 68.9 км², площадь водосбора – 183 км². Оз. Котокель является слабопроточным водоемом. Оно питается водами, поступающими с хребта Улан-Бургасы, отроги которого по линии водораздела озера имеют высоту 783 м. В озеро впадают несколько ручьев и ключей, сток озерных вод в Байкал осуществляется на севере озера через реки Исток и Турка [1].

Оз. Котокель неглубокое и в виде изолированной системы могло существовать, вероятно, с позднего плейстоцена [2]. В нем накопился мощный слой органических илов, надежно датированных АМС ¹⁴C методом [3, 4]. Преобладающим грунтом в озере является вязкий зеленовато-бурый ил – продукт ежегодного отложения отмирающего планктона. Песчаные грунты в озере окаймляют прибрежную, подверженную волнениям и прибою, литораль. Обширная песчаная полоса покрывает дно северо-восточной части озера и южной оконечности озера, что обусловлено особенностями течения водной массы в озере [5].

Несмотря на то, что донные отложения оз. Котокель изучаются давно, большинство работ посвящены биостратиграфии [2], палеоклиматическим реконструкциям [3, 4], и экологическим аспектам [1]. Детальных биогеохимических исследований донных отложений этого озера не проводилось, что и явилось целью данной работы.

В сентябре 2012 г. методом ударного бурения с понтонной установки получен ненарушенный 14-метровый керн диаметром 7 см из центральной

части оз. Котокель с глубины 3 метра. Координаты точки отбора – 52°79'50" с.ш. и 108°13'39" в.д. Отобраны пробы воды и фитопланктона (автохтонный сапропелеобразующий материал).

Воды оз. Котокель по преобладающим ионам отнесены к гидрокарбонатно-кальциевым, слабо минерализованным (86 мг/л), нейтральным (рН – 6.9). Концентрации основных анионов воды составляли – HCO_3^- (48.8 мг/л), Cl^- (11.5), SO_4^{2-} (4.2), катионов – Ca^{2+} (8.8), Mg^{2+} (3.4), Na^+ (6.5), K^+ (0.9 мг/л), растворенного O_2 – 9.9 мг/л.

В озере в сентябре 2012 г. интенсивно развивался микроскопический фитопланктон с преобладанием диатомово-цианобактериального комплекса водорослей, характерного для водоемов эвтрофного типа. В сетных пробах обнаружено 33 вида фитопланктона: наиболее разнообразно представлены цианобактерии – 22 вида, зеленые водоросли – 6, диатомовые – 4 вида. Доминантом являлась колониальная хроококковая цианобактерия *Aphanocapsa holsatica* (36%), а субдоминантом – диатомовая водоросль *Aulacoseira granulata* (26%) (определение к.б.н Е.Г. Сорокиковой, ЛИИ СО РАН). По литературным данным [6] *A. granulata* является основным первичным продуцентом в оз. Котокель, образует максимальную биомассу в июле–августе (до 5.78 г/м³), уступая свою доминирующую роль лишь на короткое время «цветения» цианобактерий.

Изучена стратиграфия и геохимия верхнего 4-метрового интервала керна осадков, возраст которого согласно приведенным в [3] данным радиоуглеродного датирования составляет 7000 лет. Средняя скорость накопления осадка, по нашим данным, за весь период равна 0.5 мм в год, а современная (XX век) – 2 мм в год [7].

Осадки оз. Котокель представлены органо-минеральным сапропелем со средней зольностью 30–40% и содержанием органического углерода ($C_{\text{орг}}$) 25–30 % (рис.1) с разной степенью деструкции органического вещества. В зольной части осадка преобладает кремний (Si), до 40 % которого, по нашим расчетам [7], приходится на аморфный биогенный кремнезем, входящий в состав раковин диатомовых водорослей, в большом количестве обнаруженных с помощью электронного микроскопа по всей глубине 4-метрового керна. Это согласуется с литературными данными [4], согласно которым установлено наличие комплекса диатомовых водорослей в озере на протяжении всего голоцена (рис. 1) с преобладанием *A. granulata* по всему разрезу сапропеля.

Зольная часть осадка наряду с Si представлена Al и Fe, которые отражают распределение терригенного компонента по всему разрезу сапропеля (рис. 2). Концентрации алюминия выдержаны по всей колонке и изменяются в пределах 1–3% (среднее 2%). Распределение железа не так однородно: в верхнем интервале керна (0–200 см) его концентрации значительно выше и составляют 3–6% (среднее 4%), в нижнем (200–390 см) — 2–3% (среднее 2%).

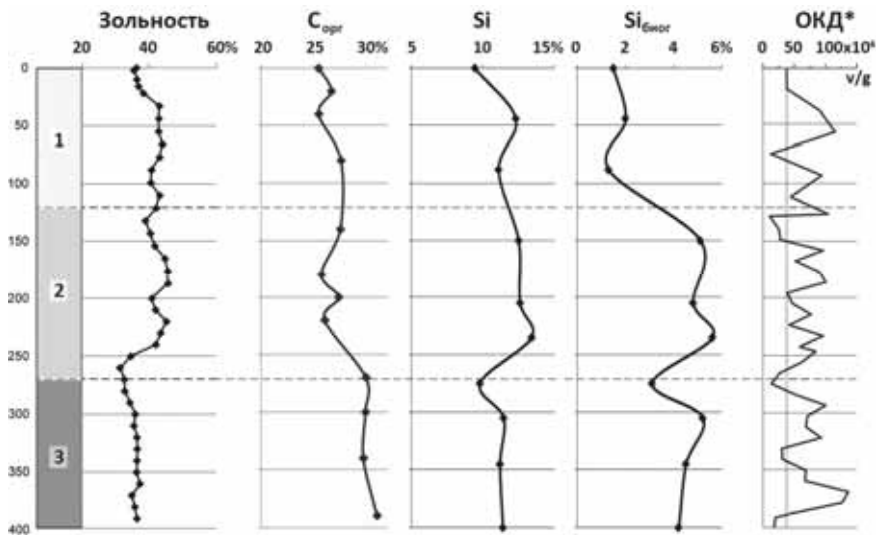


Рисунок 1. Стратиграфия, распределение зольности, органического углерода ($C_{\text{орг}}$), валового и биогенного Si и ОКД* (общая концентрация диатомовых водорослей на грамм сапропеля (v/g) по данным [4]). Вещественный состав сапропеля оз. Котокель: 1 – светло-оливковый планктоногенный сапропель (ПС) (0–120 см), 2 – оливковый ПС (120–260 см), 3 – темно-оливковый разложившийся (заметны процессы гумификации) ПС (260–400 см).

Содержание Al и Fe в планктоне составляет 0.26 и 0.85% соответственно. Чуть более высокое содержание Fe в верхних горизонтах сапропеля может косвенно свидетельствовать об обогащении сапропеля железом, наследуемым от планктона. Это подтверждается коэффициентами обогащения ($EF = 3.2$) для интервала 0–200 см по [7].

Сравнивая выдержанное по всему разрезу распределение Al (рис. 2) с неравномерным распределением Si (рис. 1) и учитывая тот факт, что часть валового Si приходится на биогенный (аморфный) Si, можно говорить, во-первых, о неравномерном поступлении автохтонного кремнезема в осадок озера на этапах его формирования, а, во-вторых, о разной первичной продукции диатомовых водорослей на протяжении голоцена.

Установлены более высокие концентрации Mn в планктоне (0.07%) относительно верхнего 10-сантиметрового горизонта сапропеля (0.03%). Отмечается снижение концентраций Mn по глубине керна до средних значений – 0.02%. Стоит отметить интервал 60–110 см с содержанием Mn 0.04%, в котором был обнаружен родохрозит. Марганцевый модуль (Mn/Fe) по разрезу довольно низок и составил 0.007–0.014.

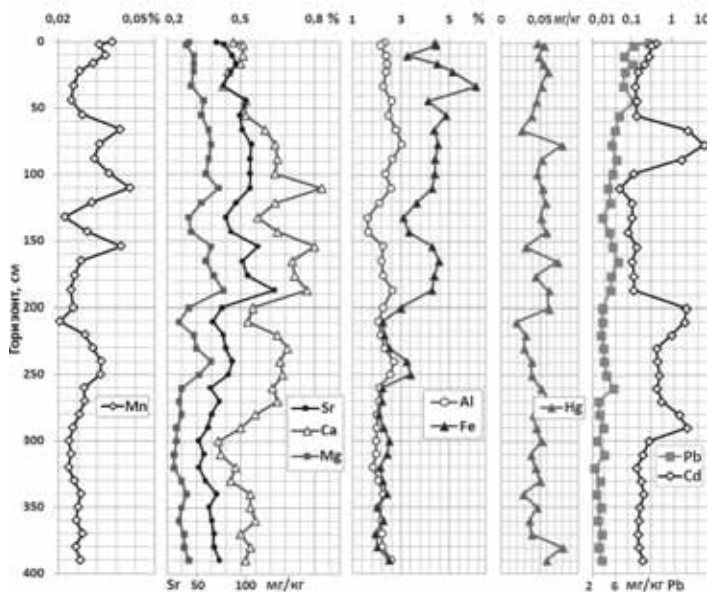


Рисунок 2. Профили концентраций Mn, Sr, Ca, Mg, Al, Fe, Hg, Pb и Cd по разрезу планктоногенного сапропеля оз. Котокель.

Средние содержания Ca и Mg по разрезу составили 0.5 и 0.3% соответственно. В планктоне установлено более высокое содержание Ca – 0.9%. В целом, Ca и Mg в осадке имеют терригенную природу (входят в группу минералов-алюмосиликатов), на что указывает сходство их вертикального распределения с Al. Таким образом, в процессе формирования сапропель почти не наследует Ca из планктона, т.е. весь Ca осадка представлен терригенным материалом. Однако наличие характерных «синхронных» пиков Ca и Sr в некоторых интервалах (110, 160, 210–260 см) может свидетельствовать о присутствии карбонатных минералов в материале сапропеля, например, частиц кальцита или арагонита. Не исключено, что пики Ca связаны с присутствием гипса, обнаруженного методом рентгеноструктурного анализа в интервалах 160 и 240 см. Пики Mn в этих же интервалах керна также свидетельствуют о наличии карбонатных минералов, в состав которых часто входит Mn – Ca-родохрозит или переотложенные карбонаты. Все перечисленные минералы могут иметь диагенетическую природу.

Содержание Pb по глубине разреза уменьшается, средние его концентрации для верхнего (0–125) и нижнего (125–390 см) интервалов керна составляют 7.1 и 3.8 мг/кг соответственно. Наиболее высокие концентрации Pb (11.5–7.9 мг/кг) установлены в верхних горизонтах, что связано с за-

гязнением атмосферы этим элементом в XX веке. Распределение Hg по разрезу сапропеля неоднородно и сходно с таковым органического углерода ($C_{\text{орг}}$) – синхронное снижение концентраций в интервалах 40–70, 210–250 см и повышение в интервалах 0–40, 70–200, 260–390 см.

Таким образом, донный осадок оз. Котокель представляет собой планктоногенный сапропель с содержанием органического вещества до 70 %, $C_{\text{орг}}$. — 25–30 %. Зольная часть осадка представлена в основном кремнием, вклад биогенного кремнезема в котором достигает 40 % от общего Si. Низкое содержание кальция и повышенное железа является геохимической особенностью сапропеля оз. Котокель.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00655) и Междисциплинарного Интеграционного проекта СО РАН № 125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Озеро Котокельское: природные условия, биота, экология. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2013. 340 с.
2. Кордэ Н.В. Биостратиграфия отложений озера Котокель // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 150–170.
3. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В. и др. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
4. Kostrova S.S., Meyer H., Chaplignin B. et al. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // Quaternary International. 2012. V. 290/291. P. 21–34.
5. Кожов М.М. Пресные воды Восточной Сибири. Иркутск, 1950. 367 с.
6. Полонных А.К. Фитопланктон озер Иркана, Котокель и его продукция // Сб. науч. трудов ГосНИОРХ. Л.: Промрыбвод., 1988. Вып. 279. С. 17–24.
7. Леонова Г.А., Бобров В.А., Мальцев А.Е. и др. Биогеохимия планктоногенного сапропеля озера Котокель (Прибайкалье) // Биогеохимия техногенеза и современные проблемы геохимической экологии: матер. IX междунар. биогеохимич. школы. Барнаул: ООО «Пять плюс», 2015. Т. I. С. 53–56.

The chemical and microbiological composition of sapropel in 4 m Holocene sediment core of Lake Kotokel was investigated. Sapropel is mainly formed from phytoplankton. Bacteria play the main role in the decomposition of organic matter in this sapropel, with the formation of organic-mineral complexes.

Моргунова И.П., Черкашев Г.А., Литвиненко И.В.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, e-mail: inik@list.ru)

**Специфика органо-геохимических показателей
в донных осадках вблизи газовой аномалии
Залива Камберленд (Южная Джорджия, Великобритания)**

Morgunova I.P., Cherkashev G.A., Litvinenko I.V.

(FSUE «VNIIOkeangeologiya named after I.S.Gramberg», St.Petersburg)

**Organic-geochemical parameters specificity
in bottom sediments near the Cumberland Bay gas anomaly
(South Georgia Island, UK)**

Ключевые слова: рассеянное органическое вещество, донные отложения, молекулярные маркеры, полиароматические углеводороды, газовая миграция

Изучение состава рассеянного органического вещества (РОВ) и молекулярных маркеров в донных отложениях Мирового океана, отобранных вблизи зон активной газовой разгрузки, позволяет лучше понять природу флюида и оценить его влияние на геохимическую среду акватории. Сопоставление распределения биомаркеров и групповых характеристик РОВ в осадочных разрезах аномальных и удалённых от зоны газовой миграции фоновых районов, даёт возможность объективно оценить воздействие процессов газовой миграции на уровень зрелости вещества и характер биологической активности в осадочном разрезе. При этом выявление корреляции полученных результатов с данными из других областей Мирового Океана, где наблюдались аналогичные газовые аномалии, способствует классификации биогеохимических процессов для различных природных сред и, как следствие, расширению возможностей прогноза и обнаружения газоперспективных районов.

Рейс НИС «Polarstern» ANT XXIX/4 в южную часть Атлантического океана был подготовлен и осуществлён в марте 2013 г. организацией MARUM (Университет Бремена, Германия) при поддержке Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI, Бремерхафен, Германия), при участии специалистов из 15 мировых научных организаций, в том числе, ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» (Санкт-Петербург, Россия). Целью экспедиции являлось изучение циркуляции флюидов и сопряжённых с этим процессов, происходящих в задуговой и преддуговой областях Южных Сандвичевых островов (восточная часть моря Скоша, Атлантический Океан). Данные о наличии двух очагов газовой разгрузки (Гритвикен и Камберленд) в восточной части Залива Кам-

берленд на севере острова Южная Джорджия, были получены с помощью систем многолучевой и ультразвуковой эхолокации (Multi-beam, Parasound), а затем визуально подтверждены системой подводного теленаблюдения (OFOS) [1].

Для органо-геохимических исследований в лаборатории Санкт-Петербурга пробы донных осадков отбирали из колонок длиной до 30 см, поднятых с помощью мульти-корера (MUC), в соответствии с литологической характеристикой осадочного разреза. Изученные станции, расположены как вблизи газового факела Гритвикен во внутренней части залива Камберленд (колонки 259 и 284, 8 образцов осадка), так и вне зоны влияния газовой аномалии на юго-востоке внешней части шельфа острова Южная Джорджия (колонка 280, 3 образца осадка). Осадки сохранялись до момента камеральных исследований в стерильной таре при температуре 18°C ниже нуля. Стандартная аналитическая процедура включала в себя определение элементного состава отложений ($C_{\text{орг}}$, $C_{\text{карб}}$), группового и молекулярного состава растворимой части РОВ методами препаративной жидкостной хроматографии и ГХ-МС с применением системы Agilent Technologies GC System 6850/5973.

В силу относительно высоких скоростей осадконакопления ($\sim 2.8 \times 103 \text{ г/м}^2 \times \text{год}$) и уровня биопродуктивности ($\sim 60 \text{ Сорг г/м}^2 \times \text{год}$) условия диагенетического преобразования РОВ в изученных разрезах осадков (глубиной до 30 см) можно в целом охарактеризовать, как слабо-окислительные [2]. Незначительные вариации в содержании органического углерода ($\text{Сорг} \sim 0.5 \div 0.6\%$ в осадке, рис. 1а) и низкая карбонатность ($\text{Скарб} \sim 0.01 \div 0.02\%$ в осадке), согласуется с однородным литологическим составом отложений, представленных преимущественно пелитовыми и алевропелитовыми фракциями. Полученные величины сопоставимы, к примеру, со средними значениями для поверхностных тонкозернистых отложений зоны покмарков в юго-западной части Баренцева моря ($\text{Сорг} 0.4 \div 0.8\%$, $\text{Скарб} < 2\%$ в осадке) [3].

Содержание хлороформного битумоида (Ахл) в осадках всех проб меняется слабо по разрезу (от 0.01 до 0.03% в осадке, рис. 1а). В составе битумоида преобладают полимерные гетероциклические соединения – смолы (до 85%) и асфальтены, что указывает на высокий уровень зрелости РОВ, связанного с минеральной матрицей (рис. 1б). В погруженных отложениях залива вниз по разрезу слабо растёт содержание менее устойчивых углеводородов (масел, до 16%), что может быть связано с ростом бактериальной активности, а также размывом и переотложением поверхностных слоёв осадка. В составе углеводородной фракции всех проб доминируют метаннафтенновые компоненты, при этом в районе газовой аномалии вниз по разрезу постепенно растёт содержание ароматических структур (до 43%), что, в зависимости от молекулярного состава, может указывать на привнесение более зрелого РОВ из нижележащих толщ.

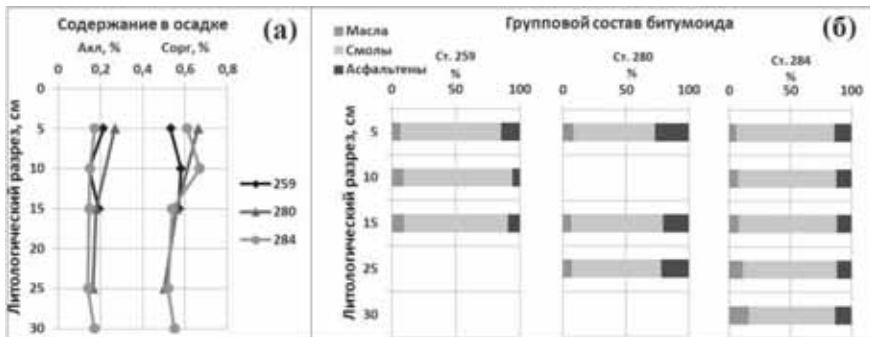


Рисунок 1. Распределение основных геохимических параметров РОВ по осадочному разрезу донных отложений

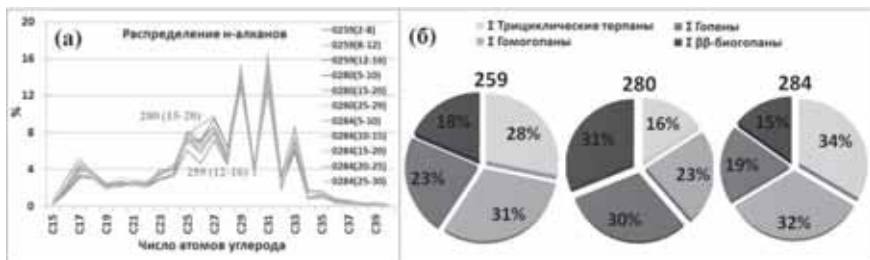


Рисунок 2. Распределение основных групп молекулярных маркеров в погруженных отложениях: (а) – n-алканов; (б) – гопанов

Изучение углеводородных маркеров – n-алканов по осадочному разрезу продемонстрировало однородность их состава в осадках акватории. Низкомолекулярная гидробионтная компонента выражена гораздо слабее и сильнее преобразована, чем высокомолекулярные гомологи нечётного ряда, генетически связанные с наземной растительностью ($C_{15-19}/C_{27-31} < 0.4$; $OER_{17-19} \sim 1$, $OER_{27-31} > 2.7$, рис. 2а). Характерная для всех проб величина соотношения Пристан/Фитан ~ 1 , указывает на преимущественно морское происхождение РОВ. Это кажущееся противоречие подтверждает представление о деградации аквагенного ОВ на раннем этапе седиментации в отличие от терригенных компонент, включённых в минеральную матрицу пород. Наличие во всех пробах существенного количества n- C_{25} гомологов n-алканов, указывает на процессы микробиальной деструкции в осадке [4].

Распределение гопанов в отложениях вблизи газовой аномалии и в фоновом районе менее единообразно, но также свидетельствует о близком генезисе РОВ изученных образцов. Доминирование C_{30} - $\alpha\beta$ гопена над C_{30} -гопаном и наличие других биогенных структур (трисноргопенов T_c и T_β ,

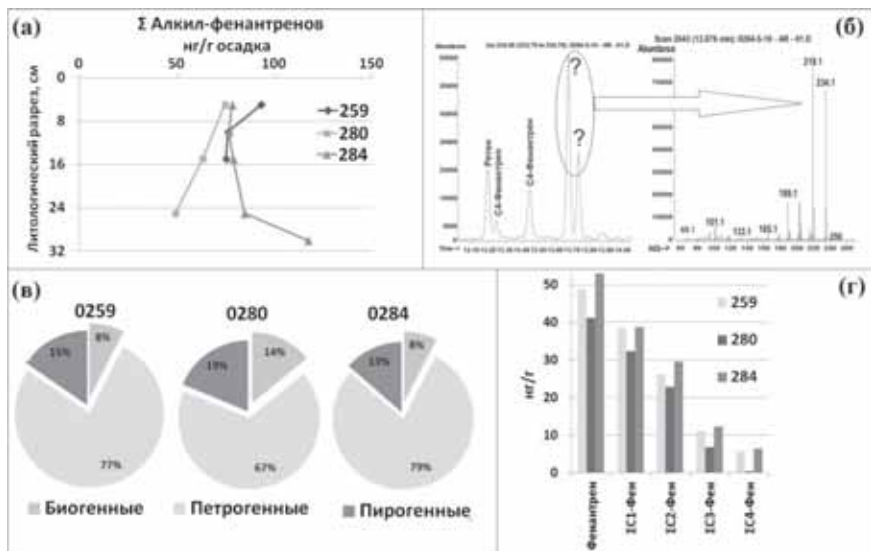


Рисунок 3. Распределение основных групп и компонентов ПАУ в погруженных отложениях изученного района

ββ-биогопанов, гопенов, рис. 2б), содержание которых максимально для фоновой станции (гопены+ββ-гопаны)/Σгопанов ~ 0.5), указывает на активное протекание здесь процессов бактериальной деструкции и низкий уровень зрелости РОВ ($C_{23}Tt/C_{30}\alpha\beta$ -гопан ~ 0.3). В осадках залива Камберленд уровень зрелости несколько выше, в составе гопанов появляются трициклановые структуры ($C_{23}Tt/C_{30}\alpha\beta$ -гопан ~ 0.5) и ряд устойчивых в геологическом времени гомологов – гомогопанов $C_{31}\div C_{33}$. Повышенный уровень зрелости вещества в зоне газовой разгрузки может быть связан с восстановительными условиями осадконакопления и с активным размывом и перетолжением более древних пород [4].

Наиболее нетривиальной картиной распределения в составе молекулярных маркеров характеризуются полиароматические углеводороды (ПАУ). Несмотря на достаточно низкие концентрации (≤ 200 нг/г осадка), они имеют высокий уровень зрелости (MPI~0.6), а в их составе преобладают структуры петрогенного генезиса – фенантрен, алкил-фенантроны, дибензотиофен и его алкил-гомологи (рис. 3в). Характерной особенностью является повышенное содержание высоко устойчивых структур – C_1 , C_2 , C_3 и C_4 алкил-фенантронов в составе РОВ вблизи зоны газовой разгрузки (Фен/(ΣАлк-Фен+Фен)~0.37), при чём для станции 284 их количество резко возрастает в нижнем горизонте (рис. 3а, г). Аналогичная тенденция была отмечена ранее в донных отложениях зоны покмарков юго-западной части Ба-

ренцева моря [3] и косвенно подтверждает наличие миграционных процессов в районе исследования. Новым аспектом в изучении молекулярных маркеров РОВ стало обнаружение в районе газовой аномалии двух пиков ароматических структур (m/z 219, 234, рис. 36), масс-спектр которых частично совпадает со спектром ретена, традиционно считающимся маркером высшей хвойной растительности. Предварительный анализ масс-фрагментограмм показал, что выявленные структуры могут принадлежать группе его диагенетических предшественников.

Таким образом, сравнительное изучение группового и молекулярного состава РОВ донных осадков залива Камберленд и фоновых для него отложений позволило выявить устойчивую корреляцию между латеральным и вертикальным распределением органо-геохимических параметров и наличием газовой миграции в районе исследования. Обнаруженные особенности распределения индивидуальных компонентов (гопанов, ПАУ), согласуются с зафиксированными ранее аномалиями Арктического региона и, тем самым, подтверждают эффективность их использования в геохимических исследованиях газоперспективных областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Römer M., Torres M., Kasten S. et al. First evidence of widespread active methane seepage in the Southern Ocean, off the sub-Antarctic island of South Georgia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 403. P. 166–177.
2. Romero-Sarmiento M.F., Riboulleau A., Vecoli M. et al. Aliphatic and aromatic biomarkers from Carboniferous coal deposits at Dunbar (East Lothian, Scotland): Palaeobotanical and palaeo-environmental significance // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 309. P. 309–326.
3. Boitsov S., Petrova V., Jensen H.K.B. et al. Petroleum-related hydrocarbons in deep and subsurface sediments from South-Western Barents Sea // *Marine Environmental Research*. 2011. V. 71. P. 357–368.
4. Peters K., Walters C.C., Moldowan J. *The biomarker guide*. Cambridge University press. 2005. V. 2. P. 472–1155.

Dispersed organic matter (DOM) and molecular markers composition in bottom sediments, collected during the ANT XXIX/4 cruise of R/V «Polarstern» near the sites of active gas emission in the Cumberland Bay (South Georgia Island, UK), were studied. Comparison of changes through the sediment section of DOM group composition and molecular markers distribution close and beyond the gas anomaly gave an objective sight to the specificity of the organic matter alteration and biotransformation processes.

Мошаров С.А.^{1,2}, Васильева Ю.В.¹, Мошарова И.В.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mosharov@ocean.ru; ²Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва; ³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва)

О влиянии речного стока на первичную продуктивность в прибрежной зоне Черного моря (Голубая бухта)

Mosharov S.A.^{1,2}, Vasilieva Yu.V.¹, Mosharova I.V.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Bauman Moscow State Technical University, Moscow; ³Lomonosov Moscow State University, Moscow)

The impact of river runoff on primary productivity in the coastal zone of the Black Sea (the Golubaya bay)

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл «а», Голубая бухта, Черное море

Первичная продукция фитопланктона является ключевым звеном биогеохимических циклов веществ в морских экосистемах, т.к. является основным источником органического вещества, включающего в себя многие химические элементы. Впоследствии новосинтезированное органическое вещество потребляется животными и бактериями, а неиспользованное в пищевых цепях органическое вещество оседает в нижние слои водной толщи и на дно. Иначе говоря, скорость синтеза органического вещества фитопланктоном определяет интенсивность перехода многих веществ из минеральной в органическую форму как важнейший этап биогеохимических циклов этих веществ в морской экосистеме. В прибрежной зоне моря на первичную продуктивность может оказывать большое влияние речной сток, что связано с выносом биогенных элементов и распреснением морской воды.

Изучение динамики параметров первичной продуктивности проводилось в Голубой бухте Черного моря (г. Геленджик, ЮО ИО РАН). Отбор проб проводился в период с 4 по 13 июня 2012 г. в четырех точках: устье реки Ашамба, прибрежная полоса (зона смешения речных и морских вод, 5 м от берега), конечная точка пирса (100 м от берега), район выхода из бухты.

Концентрация основного фотосинтетического пигмента хлорофилла «а» в воде была определена методом флуоресценции ацетонового экстракта взвеси, собранной путем вакуумной фильтрации на стекловолоконных фильтрах GF/F. Первичная продукция была определена радиоуглеродным методом при инкубации проб в лабораторном инкубаторе собственного изготовления со светодиодной подсветкой, обеспечивающей стабильность светового потока, и температурной регуляцией.

В период исследований концентрация хлорофилла «а» варьировала от 0.17 до 1.06 мг/м³. Доля феофитина в общей сумме (хлорофилл+феофитин),

которую можно рассматривать в качестве показателя потенциальной фотосинтетической способности фитопланктона, варьировала от 56% (слабая активность) до 0% (высокая активность). Скорость первичной продукции в данный период варьировала от 1.2 до 74.5 мгС/м³ в сут.

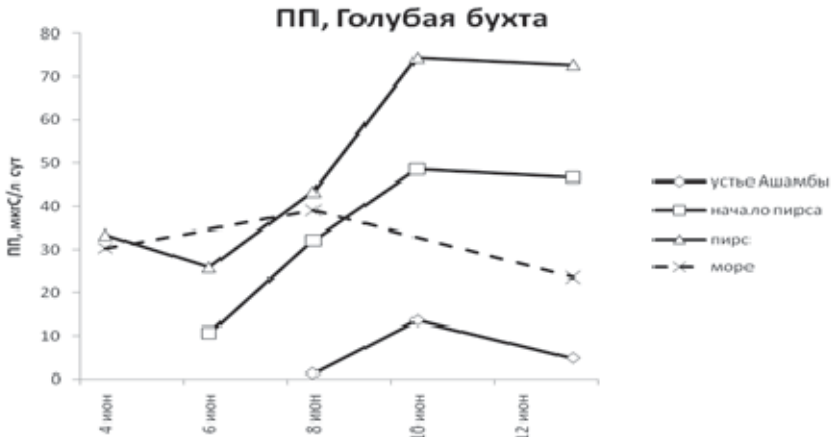


Рисунок. Динамика первичной продукции в Голубой бухте Черного моря в зоне влияния речного стока.

В период исследований (4–13 июня) в каждой точке исследований первичная продукция существенно изменялась: в 11 раз в устье Ашамбы, в 4.6 раза в прибрежной зоне, в 2.9 раза в конечной точке пирса, и в 1.1 раза на выходе из бухты (рис.). При этом концентрация хлорофилла «а» в этих точках изменялась незначительно (в 1.2–1.7 раза). Этот факт свидетельствует о том, что биомасса фитопланктона оставалась практически неизменной, а изменение величин первичной продукции происходило за счет изменения фотосинтетической активности фитопланктона. Анализ динамики первичной продукции в каждой из исследуемых точек показал синхронность изменений, при этом максимум достигался 10 июня (см. рис.). Однако в каждый конкретный день сохранялся тренд увеличения продукции в направлении от берега к мористой части бухты. Концентрация хлорофилла «а» в устье р. Ашамба составляла 0.180–0.251 мг/м³, в прибрежной зоне варьировала от 0.421 до 0.693 мг/м³, в конце пирса – от 0.611 до 1.057 мг/м³ и на выходе из бухты (в мористой части) – от 0.498 до 0.595 мг/м³.

Очевидно, что речной сток р. Ашамба отрицательно влиял на скорость первичной продукции, значительно снижая фотосинтетическую способность фитопланктона. По направлению от устья реки к мористой части Голубой бухты первичная продукция возрастала 5.5–35.4 раза (в разные дни

периода исследований), а концентрация хлорофилла «а» (показатель биомассы фитопланктона) при этом увеличивалась в 2.8–5.9 раз. Таким образом, основное изменение первичной продукции происходило за счет изменения фотосинтетической активности фитопланктона, связанное с различными гидрофизическими и гидрохимическими условиями при удалении от устья.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 14.604.21.0044).

Primary production changes in the direction from outfall Ashamba to depth zone of Golubaya bay (Black Sea) were studied in early June. During ten days (June 4-13) primary production essential varied and keep tendency to decrease in the more freshened water.

Мошарова И.В.

(Биологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: iympost@mail.ru)

Особенности распределения активно функционирующего бактериопланктона в водной толще желоба Святой Анны в Карском море

Mosharova I.V.

(Lomonosov Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow)

Distribution of active bacterioplankton in the water column in the St. Anna Trough (Kara Sea)

Ключевые слова: активно функционирующий бактериопланктон, бактериопланктон с неповрежденными мембранами, Карское море, желоб Святой Анны

Комплексные исследования биогеохимических процессов в арктических морях – являются приоритетным направлением научных исследований последних лет. Бактериопланктон является важным звеном биогеохимического цикла углерода в морских экосистемах, в результате его жизнедеятельности происходит минерализация различных органических веществ, в том числе и антропогенного происхождения.

Исследования распространения бактериопланктона с активным метаболизмом в составе бактериопланктона водной толщи желоба Святой Анны настоящее время практически отсутствуют, хотя известно, что именно пул активно функционирующих микроорганизмов и обеспечивает протекание гетеротрофных процессов в биогеохимических процессах водных экосистем. Особенно важны исследования активно функционирующей фракции бактериопланктона в уязвимых арктических экосистемах, так как процессы деградации загрязняющих веществ в условиях низких температур идут чрезвычайно медленно.

Целью настоящего исследования являлось изучение численности и пространственного распределения бактериопланктона с активным метаболизмом, а также определение количества клеток микроорганизмов с неповрежденными мембранами в составе бактериоценоза в районе желоба Святой Анны осенью 2011 г.

Пробы воды для определения микробиологических параметров были отобраны во время 59 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в период с 15 по 29 сентября 2011 г. на разрезах вдоль восточного (станции 33; 37; 39; 42) и западного (станции 44; 45; 48) отрогов желоба Святой Анны (рис.).

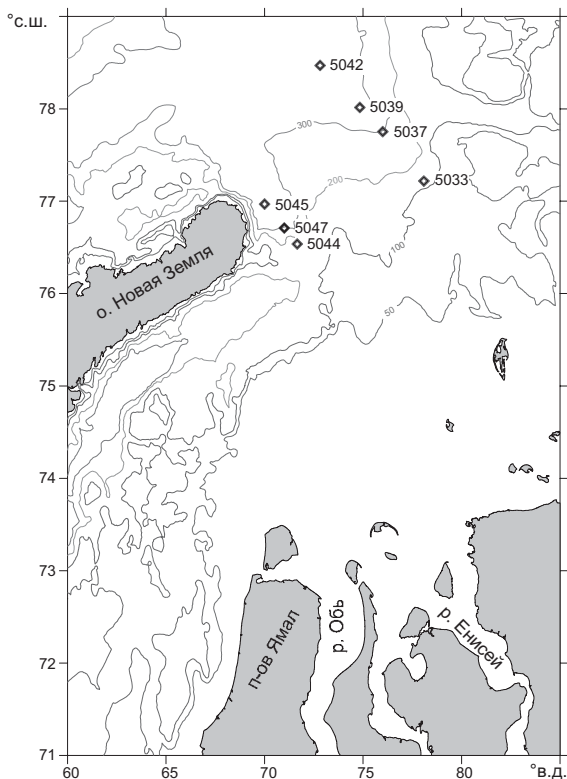


Рисунок. Схема расположения станций.

В пробах определяли следующие микробиологические показатели: общую численность бактерий (ОЧБ) как сумму численностей бактерий с неповрежденными мембранами (ЧБНМ) и с поврежденными мембранами [1, 2], а также количество бактерий с активной электронно-транспортной цепью (ЦДТХ+Б). Для определения ОЧБ и ЧБНМ использовали набор красителей LIVE/DEAD BacLight Bacterial Viability Kits 13152 (Molecular Probe, Eugene, Oregon, USA). Для учета численности ЦДТХ+Б применяли соль тетразолия – 5-циано 2.3-дитолил тетразолиум хлорид (ЦДТХ) [3]. Готовые препараты немедленно просматривали под микроскопом “Leica DM-5000В” при увеличении 1000X, с системой фильтров I3. Статистическая обработка полученных данных проводилась с использованием статистического пакета программ STATISTICA-10.

Общая численность бактерий. ОЧБ в районе желоба Святой Анны в среднем для водной толщи составляла 35.91 тыс. кл/мл, при варьировании

от минимальных значений 8.90 тыс. кл/мл (ст. 48, слой водной толщи 110 м) до максимальных – 104.88 тыс. кл/мл (ст. 33, слой водной толщи 15 м). В водах восточного отрога желоба Святой Анны общая численность бактерий оказалась несколько выше, чем в водах западного отрога.

При рассмотрении вертикального распределения бактериопланктона, его наибольшее количество было обнаружено в верхнем фототрофном слое водной толщи 0–7 м желоба Святой Анны. С увеличением глубины ОЧБ снижалась до минимальных значений на глубинах 251–463 м. Для этого глубоководного слоя водной толщисреднее значение ОЧБ составляло 23.73 тыс. кл/мл при варьировании от 16.10 до 28.4 тыс. кл/мл.

Между значениями общей численности бактерий и температуры воды установлены значимые положительные корреляции – ($r = 0.8$; $p < 0.05$), а между значениями ОЧБ и солёности воды были установлены значимые отрицательные корреляции ($r = -0.85$; $p < 0.05$).

Численность бактериальных клеток с ненарушенными мембранами. Целостность клеточной мембраны является необходимым условием жизнеспособности клетки, поэтому количество клеток с ненарушенной мембраной учитывается как пул потенциально активного бактериопланктона в водоемах. Наиболее высокие значения численности бактерий с неповрежденной мембраной были определены в водной толще восточного отрога желоба Святой Анны, в среднем 38.30 тыс. кл/мл при варьировании от 13.77 до 103.18 тыс. кл/мл. В водах западного отрога ЧБНМ оказалась ниже, чем в водах восточного отрога, в среднем она составила 26.93 тыс. кл/мл, размах варьирования от 6.78 до 59.96 тыс. кл/мл.

При рассмотрении вертикального распределения ЧБНМ в акватории желоба Святой Анны было установлено, что наибольшее количество бактерий с неповрежденной мембраной было приурочено к верхнему слою водной толщи 0–15 м, с увеличением глубины ЧБНМ снижалась и достигала минимальных значений в глубоководном слое 251–463 м.

Бактериопланктон водной толщи желоба Святой Анны оказался практически весь жизнеспособным, средняя доля бактерий с неповрежденной мембраной в составе микроценоза составила 92.07% (76.19–98.38%).

Для станций акватории желоба Святой Анны между значениями ЧБНМ и абиотическими параметрами были выявлены корреляционные связи со значениями температуры воды ($r = 0.4$; $p < 0.05$), солёности ($r = -0.6$; $p < 0.05$) и содержанием общего углерода ($r = -0.6$; $p < 0.05$). Полученные корреляционные связи позволили предположить, что численность потенциально жизнеспособного бактериопланктона в акватории желоба Святой Анны в какой-то мере определялась температурой, солёностью воды и содержанием общего углерода.

Численность бактерий с активной электрон-транспортной цепью. Целостность клеточной мембраны является необходимым условием жизнеспособности бактериальной клетки, однако наличие ненарушенной мем-

браны не всегда свидетельствует об активном метаболизме клетки. Достоверным индикатором клеточного дыхания, а значит и активной утилизации бактериями органических субстратов является активность электронно-транспортной цепи. Численность ЦДТХ+ Б в водной толще полигона желоба Святой Анны в среднем составила 15.55 тыс. кл/мл при варьировании от минимальных значений 1.06 тыс. кл/мл (ст. 48, глубина 240 м) до максимальных 92.17 тыс. кл/мл (ст. 33, глубина 15 м). Наибольшее обилие бактериопланктона с активной электронно-транспортной цепью было определено в водной толще восточного отрога желоба Святой Анны по сравнению с обилием ЦДТХ+ Б в водах западного отрога. При анализе вертикального распределения значений численности ЦДТХ+ Б в водах желоба Святой Анны было установлено, что наибольшая численность бактериопланктона этой группы была приурочена к поверхностным (0–20 м) слоям водной толщи. Среднее значение этого показателя составило 31.72 тыс. кл/мл при варьировании от 11.12 до 92.17 тыс. кл/мл. На больших глубинах численность активных бактерий снижалась почти в 2 раза по сравнению с вышележащим слоем, и достигала минимальных значений в глубоководных слоях (251–463 м).

Доля активных бактерий в водной толще желоба Святой Анны в среднем составляла 38.9%, при значительном варьировании от 5.56 до 94%.

Таким образом, в водах желоба Святой Анны осенью 2011 г. был распространен немногочисленный, но жизнеспособный и активно функционирующий бактериопланктон. Наиболее высокие значения всех учитываемых микробиологических параметров были определены в водах восточного отрога желоба в верхнем слое водной толщи от 0 до 20 м. Численность и распространение бактериопланктона в исследуемом районе Карского моря определялась в основном гидродинамическими факторами – температурой воды и соленостью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Naganuma T., Miura Sh. Abundanced, production and viability of acterioplankton in the Seto Inland Sea, Japan // *Journal of Oceanography*. 1997. V. 53. P. 435–442.
2. Tam L., Kevan P.G., Trevors J.T. Viable bacterial biomass and functional diversity in fresh and marine waters in the Canadian Arctic // *Polar Biology*. 2003.V. 26. P. 287–294.
3. *Methods in Stream Ecology* / Ed. Hauer F.R., Lamberti G.A. Elsevier, 2006. 876 p.

Distribution of bacteria with active metabolism and intact membrane in the water column of the Kara Sea (St. Anna Trough) were studied. The part of active bacteria (bacteria with active electron transport chain) in the water column of the St. Anna Trough averaged 38.9 % and varied from 5.56 to 94%.

**Неевин И.А.¹, Верещагина Е.А.², Вяххи И.Э.²,
Жамойда В.А.¹, Григорьев А.Г.¹, Крайнюкова И.А.³,
Токарев И.В.³**

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г.Санкт-Петербург, e-mail: igor.neevin@gmail.com; ²Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии РАН; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Научный парк)

**Исследование формирования флюидной разгрузки
покмарков в Копорской губе Финского залива
по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$)**

**Neevin I.A.¹, Vereshyagina E.A.², Vyahhi I.E.², Zhamoida V.A.¹,
Grigoriev A.G.¹, Kraynukova I.A.³, Tokarev I.V.³**

(¹A.P.Karpinsky Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St.Peterburg, ²Institute of Environmental Geoscience RAS; ³Saint-Peterburg State University, Research Park)

**Determination of genesis of fluid loading of pockmarks
in the Koporye Bay (Gulf of Finland)
based on water isotopic composition**

Ключевые слова: покмарки, Финский залив, изотопный состав воды, дейтерий, кислород-18

На относительно небольшой площади в восточной части Финского залива многолучевое эхолотирование и гидролокация бокового обзора позволили выявить более 100 покмарков различного размера и «возраста». В Копорском заливе обнаружено несколько областей возникновения покмарков, диаметр которых достигает 15–20 м, при относительной глубине – 1–2 м. Большая часть этих участков покрыта песчаными отложениями.

Согласно современным представлениям, кратероподобные структуры или «покмарки» формируются на поверхности дна, сложенной тонкозернистыми осадками, в результате субаквальных выходов флюидов, а именно подземных вод или углеводородных газов [1]. Источники газов могут быть различными. В современных морских алевропелитовых осадках метан образуется при переработке органического вещества. Газонасыщенные пористые современные морские отложения широко развиты в пределах дна современных морей [2]. Появление покмарков также часто связывают с выходами глубинных термальных газов, мигрирующих к поверхности дна по тектоническим разломам. Предполагается как вертикальная диффузия газов, так и их латеральная миграция в области повышенной проницаемости. [3]. Существуют также теории образования морфологически сходных с покмарками кратерообразных форм без участия газовых выбросов, за счет воздействия льда [4].

К настоящему времени в Копорском заливе известно значительное количество покмарков, при этом природа их образования остается дискуссионной. Поле покмарков располагается в пределах зоны малоамплитудных разломов и разрывов. В геологическом разрезе площади выявлено несколько мощных водоносных комплексов. Совмещение в одном районе глубинного разлома, зон трещиноватостей и водоносных горизонтов создает предпосылки для образования покмарков за счет разгрузки подземных водоносных горизонтов, либо подводных выходов газов, а возможно и комплекса этих факторов [5].

В ходе проведения работ по мониторингу состояния геологической среды дна восточной части Финского залива в 2015г. ФГУП «ВСЕГЕИ» были отобраны пробы придонной воды для установления связи формирования покмарков с разгрузкой подземных вод.

Таблица. Измерения температуры, рН и Eh в пробах.

№ станции	рН (вода)	Eh	рН (грунт)	t	Глубина, м
1 Фоновая	7.1	61	7.63	5.2	33
2 фоновая	7.32	87	7.38	14.6	23
3	7.03	88	7.35	11.7	28
4	7.22	57	7.4	11.8	28
5	7.14	49	7.61	11.5	30
6	7.12	37	7.53	12.4	28
7	7.38	6	7.48	12.6	29

Из приведённых в таблице данных (табл.) видно, что величина рН придонных вод и донных осадков в кратере покмарка практически не отличается от её значений, полученных на фоновых станциях. В тоже время значение Eh придонных вод в кратерах покмарков в целом несколько ниже, чем на фоновых станциях.

В данной работе для изучения возможности формирования покмарков за счет разгрузки подземных вод в Копорской губе впервые были использованы дейтерий и кислород-18. Большое количество работ демонстрирует возможность получения с помощью этих трассеров важной информации, необходимой для генетической расшифровки и количественной оценки параметров и процессов, определяющий гидрологический режим водоемов.

В 2010, 2013 гг. была исследована водная толща, сбросы ЛАЭС-1, поверхностные и подземные воды, разгружающиеся в Копорскую губу, а в 2015 г. – придонный слой воды на участках выхода покмарков (рис.).

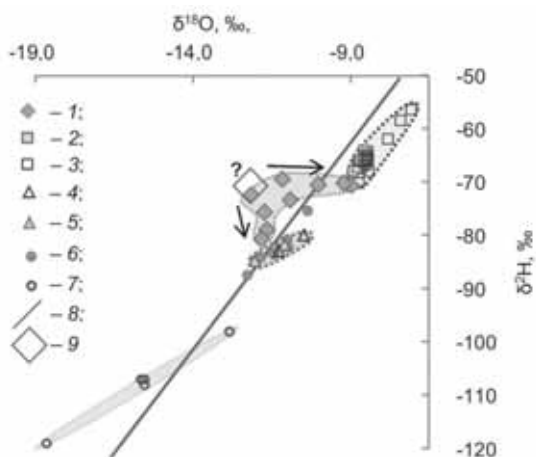


Рисунок. Результаты изучения изотопного состава воды на акватории Копорской губы и водоносных горизонтов прилегающих участков суши (кроме индивидуальных измерений на рисунок нанесены также области соответствующих значений):

1 – исследование зоны разгрузки покмарков в 2015 г.; 2 – съемка акватории в 2013 г.; 3 – то же в 2010; 4, 5 – реки Воронка и Коашва в 2013 и 2010 г., соответственно; 6 – Ломоносовский и четвертичный водоносные горизонты; 7 – Вендский водоносный комплекс; 8 – локальная линия метеорных вод (данные по станции наблюдения «Петергоф» за 2012–2015 г.); 9 – вероятный состав источника флюида для покмарков

Следует отметить, что Копорская губа является водоемом, полностью открытым по отношению к внешним течениям со стороны моря. Вследствие относительного мелководья ветровое перемешивание оказывает существенное влияние на динамику водных масс по всей глубине залива.

Изотопный состав воды в придонном слое на участке развития покмарков, в целом, существенно отличается, как от воды в основной водной толще залива, так от состава воды в подземных водах (которые, как предполагалось, должны быть основным источником водной составляющей разгружающегося флюида). Наиболее существенные отличия наблюдается между составом воды в Вендском водоносном комплексе (наиболее глубоко залегающий регионально распространенный водоносный горизонт) и составом придонной воды в кратерах покмарков. Отсюда следует, что подземные воды Вендского комплекса, едва ли являются основной причиной (источником) образования покмарков. Такой вывод подтверждается данными полученными ВСЕГЕИ в 2014 году по химическому составу придонных вод кратеров покмарков, которые по соотношению концентраций основных реперных элементов не соответствует водам Вендского водоносного ком-

плекса. Область распространения изотопного состава воды в придонном слое кратеров покмарков протягивается от среднего для подземных вод Ломоносовского и четвертичных горизонтов к области составов воды в основной водной толще залива. Вероятнее всего, эта область состоит из двух трендов и отражает факт смешения исходного флюида с водой залива и подземными водами первых от поверхности горизонтов, разгружающихся в Копорскую губу.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-35-50691 мол_нр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. King L.H., McLean B. Pockmarks on the Scotian Shelf // Geological Society of American Bulletin. 1970. V. 81. P. 3141–3148.
2. Hovland M., Judd A. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology and the marine environment. London: Graham & Trotman, 1988. 293 p.
3. Kelley J.T., Dickson S.M., Belknap D.F. et al. Giant sea-bed pockmarks: evidence for gas escape from Belfast Bay, Maine. // Geology. 1994. V. 22. P. 59–62.
4. Gontz A.M., Belknap D.F., Kelley J.T. Seafloor features and characteristics of the Black Kedges Area, Penobscot Bay, Maine, USA // J. Coast Res. 2002. V. 36. P. 333–339.
5. Жамойда В.А., Неевин И.А., Рябчук Д.В. Геолого-геоморфологические условия формирования покмаков в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54.

There are several areas of pockmarks occurrence within the bottom of the eastern Gulf of Finland. In Kopersky Bay pockmark field is situated within area of tectonic fracture zone and underground water discharge. Significant difference in geological structure within areas of pockmarks occurrence allows to suppose polygenic nature of pockmarks in the eastern Gulf of Finland.

Орехова Н.А., Коновалов С.К.

(ФГБНУ Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь,
naorekh-2004@mail.ru)

Распределение и потоки кислорода и сероводорода на границе с донными отложениями Черного моря

Orekhova N.A., Konovalov S.K.

(FSBES Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol)

Distribution and fluxes of oxygen and sulfide at the bottom of the Black Sea

Ключевые слова: поровые воды, полярография, кислород, сероводород, потоки, Черное море

Поверхность донных отложений представляет собой границу раздела между гидросферой и литосферой. Вблизи этой границы протекают интенсивные биогеохимические процессы с участием неорганических и органических веществ. В результате этого формируются значительные вертикальные градиенты и потоки различных растворенных веществ. Это существенно влияет на гидрохимические характеристики водной среды и геохимические характеристики донных отложений, а в конечном итоге определяет условия и возможность существования бентосных биологических сообществ [1].

Процессы раннего диагенеза в донных отложениях в значительной степени контролируются содержанием и реакционной способностью органического вещества [2], а также наличием и природой окислителей. Когда скорость поступления органического вещества превышает скорость эквивалентного поступления кислорода из придонного слоя вод, создается дефицит кислорода, и органический углерод накапливается в отложениях. Повышенное содержание органического углерода чаще всего наблюдается в мелкодисперсных отложениях. Это связано с тем, что мелкодисперсный характер отложений ограничивает диффузионный перенос кислорода в более глубокие слои. Сочетание этих факторов приводит к тому, что поступающего кислорода из придонного слоя вод не хватает на окисление всего органического вещества в донных отложениях и, таким образом, происходит смена основного окислителя и смещение процессов, протекающих за счет анаэробного окисления ближе к поверхности отложений [3]. В результате этого в верхнем слое отложений преобладающими становятся восстановленные формы азота, металлов и серы, формируются бескислородные зоны с восстановленными условиями, появляется сероводород. Вертикальные профили химических соединений в поровых водах донных отложений отражают последовательность реакций окисления органического вещества в виде восстановленных продуктов реакций [3, 4]. Когда граница появления

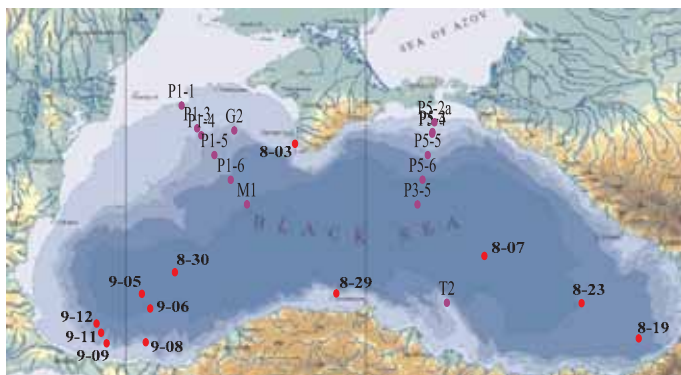


Рисунок 1. Схема станций отбора проб в донных отложениях Черного моря.

восстановленных соединений, в частности сульфидов, достигает поверхности донных отложений, формируется их поток в придонный слой воды. В этом случае анаэробные условия развиваются не только в донных отложениях, но и в водной толще.

Целью работы была оценка особенностей распределения и потоков кислорода и сероводорода на границе с донными отложениями и в их толще в Черном море.

Колонки донных отложений были отобраны в период 2003–2013 гг. В шельфовой части – на 4 станциях, в районе континентального склона – на 13 станциях, в глубоководной части – на 9 станциях (рис. 1).

Для получения вертикальных профилей кислорода и сероводорода, позволяющих изучать пространственное распределение этих компонентов и рассчитывать их потоки, использовался полярографический метод анализа со стеклянным Au-Hg микроэлектродом. Данный метод позволяет проводить анализ в условиях, максимально приближенных к естественным: сама проба не разрушается, отсутствует процедура предварительной пробоподготовки, сохраняется естественный состав отложений, включая характеристики поровых вод и придонного слоя. Для количественной оценки потоков кислорода и сероводорода на поверхности донных отложений было использовано уравнение первого закона Фика, с учетом пористости, градиента концентраций и коэффициента молекулярной диффузии. Коэффициент молекулярной диффузии использовался с поправкой на вязкость и температуру.

Донные отложения Черного моря отличаются разнообразием по структуре [5]. Глубоководные отложения северо-восточной (станции P 5-5, P 5-6), центральной (станции M-1, P 3-5) и южной (станции 8-19, 8-23, 8-30, 9-05, 9-06) частей Черного моря включали материал мутьевых потоков. В восточной части (станция 8-07) Черного моря глубоководные донные отложения представляли собой ламинированные структуры голоценового слоя с включением белых карбонатных слоев.

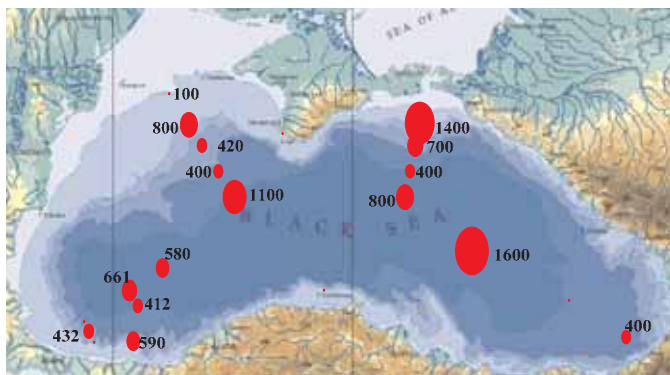


Рисунок 2. Максимальные концентрации сульфидов в поровых водах донных отложений Черного моря: размер значка прямо пропорционален концентрации, числа соответствуют величине максимальной концентрации сульфидов, мкМ/л.

Пространственное распределение сульфидов в анаэробных отложениях было неоднородным и характеризовалось увеличением их концентрации от западной к восточной части моря (рис. 2). Максимальные концентрации сульфидов в донных отложениях глубоководной части моря наблюдались в восточном районе (станция 8-07, рис. 2). Концентрация сульфидов в отложениях западной части континентального склона (станции Р 1-5, Р 1-6) составляла ~50% от максимального их содержания в придонном слое воды и уменьшалась с глубиной. В анаэробных отложениях материкового склона содержание сероводорода зависело от потока органического вещества из водной толщи: чем дальше от кромки шельфа, тем меньше содержание сероводорода в донных отложениях (рис. 2). Отсутствие кислорода в придонном слое воды и субкислородные условия водной толщи, а также различный поток органического углерода, создают предпосылки для протекания разнообразных биогеохимических процессов с участием растворенных Mn (II), Fe (II, III) и сульфидов в этом районе.

Для южной части Черного моря были характерны минимальные концентрации сульфидов в донных отложениях, что обусловлено влиянием мутьевых потоков (рис. 2). В юго-западной части Черного моря наличие мощных мутьевых потоков обогащенных оксидами марганца и железа приводит к тому, что они связывают свободный сероводород, способствуя снижению концентрации сульфидов в донных отложениях, в то время как, для восточной части моря отмечено влияние лишь процесса пиритизации.

Рассчитанные величины потоков сероводорода на границе с донными отложениями свидетельствуют, что донные отложения глубоководных районов Черного моря и северо-западного континентального склона являются источником сульфидов для придонного слоя вод (рис. 3). Донные отложе-

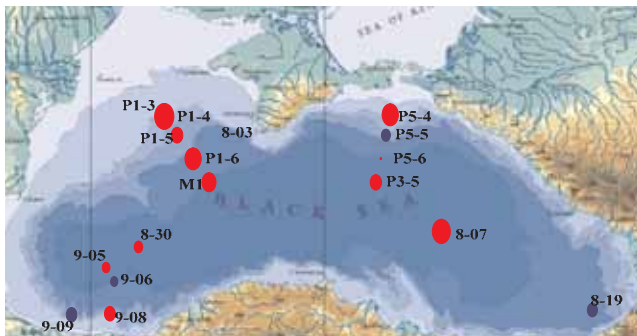


Рисунок 3. Пространственное распределение потоков сульфидов: размер значка пропорционален логарифму величины потока, красным цветом отмечены потоки сульфидов, направленные из донных отложений в придонный слой воды, синим – из водной толщи в донные отложения.

ния южной части характеризуются минимальными потоками сульфидов в придонный слой вод либо поглощают сульфиды из водной толщи (рис. 3).

Величина потока сульфидов позволила рассчитать время, за которое происходит обновление сульфидов в придонном слое вод. На станциях восточной глубоководной части это время составляет ~ 19 лет, для станций западной части – 5 лет, центральной глубоководной части – 2 года на станции М-1 и 6 лет на станции Р 3-5. Это указывает, прежде всего, на то, что структура придонного однородного слоя вод глубоководной части Черного моря представляет собой результат динамического равновесия активных процессов и потоков.

Донные отложения, отобранные в шельфовых районах с высоким содержанием кислорода в придонном слое вод, отличались по морфологическому и литологическому составу, однако характеризовались схожим составом поровых вод. Кислород проникал в толщу отложений на 5–6 мм, его концентрация на поверхности отложений составляла ~200 мкМ/л (рис. 4). Последовательность окислительно-восстановительных процессов является характерной для прибрежных районов, за исключением отсутствия марганца, который был обнаружен в донных отложениях континентального склона.

В донных отложениях шельфа происходит активное потребление кислорода, а время истощения кислорода при отсутствии его постоянного потока не превышает 1-го месяца.

Выполненные исследования показывают, что на поверхности донных отложений формируются значительные градиенты и потоки кислорода и сероводорода, которые определяют возможность быстрого возникновения дефицита кислорода и анаэробных условий в придонных водах, а также малое время обновления и высокую скорость возможных изменений в распределении сероводорода в придонных водах анаэробной зоны Черного

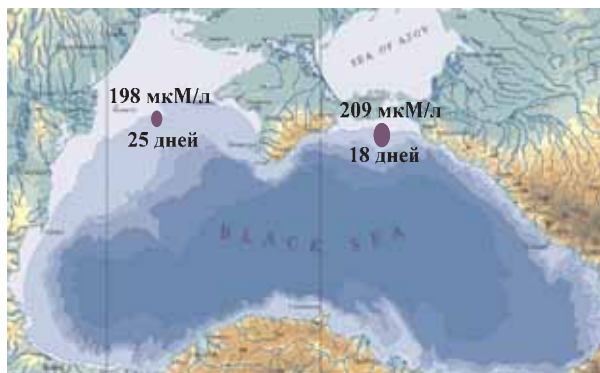


Рисунок 4. Потоки кислорода в поровых водах донных отложения Черного моря: размер значка прямо пропорционален величине потока, числа соответствуют величине концентрации кислорода на поверхности отложений, мкМ/л и времени исчерпания кислорода.

моря. По этим причинам процессы формирования потоков кислорода и сероводорода на поверхности донных отложений должны быть предметом мониторинга и исследования. Кроме того, эти процессы должны обязательно учитываться в системах диагноза и прогноза состояния и эволюции экосистемы Черного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Химия океана. Геохимия донных осадков. М.:«Наука», 1979. Т. 2. 536 с.
2. Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
3. Sarmiento J.L., Gruber. N. Ocean Biogeochemical dynamics. Princeton University Press, 2006. 503 p.
4. Волков И.И. Химические элементы в толще глубоководных осадков Черного моря // Исследования по химии моря (отдельные отгиски). 1973. Т. 63. С. 148–171.
5. Kononov S.K., Luther, III, G.W., Yucel M. Porewater redox species and processes in the Black Sea sediments// Chem. Geol. 2007. №245. P. 254–274.

Distribution and fluxes of oxygen and sulfide have been studied in porewater of sediments from oxic, suboxic and sulfide parts of the Black Sea. Data have revealed that the concentration of sulfide in porewater increases from West to East in the Black sea. The sulfide fluxes have evidenced that sediments are the source of sulfide for the bottom waters in the northern part of the sea and in the area of the continental slope. The bottom waters are highly dynamic and the residence time of both oxygen and sulfide is short.

Пахомова С.В.^{1,2}, Якушев Е.В.^{2,3}

(¹Норвежский институт воздушных исследований, г. Осло, Норвегия, e-mail:

svp@nilu.no; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва;

³Норвежский институт водных исследований, г. Осло, Норвегия)

Моделирование трансформации бария поступающего со сточными буровыми водами в морскую воду.

Pakhomova S.V.^{1,2}, Yakushev E.V.^{2,3}

(¹Norwegian Institute for Air Research, Oslo, Norway; ²Shirshov Institute of Oceanology

RAS, Moscow; ³Norwegian Institute for Water Research, Oslo, Norway)

Modeling of barium transformation in the seawater originated from produced water

Ключевые слова: барий, буровые сточные воды, моделирование

Буровые сточные воды (в основном состоящими из промывочных и пластовых вод) (БСВ) и буровой шлам (измельченная выбуренная порода, загрязненная остатками бурового раствора) являются главными источниками загрязнения морской воды при проведении нефте- и газодобычи в прибрежных районах [1]. Буровые сточные воды содержат металлы в основном в растворенной форме. Состав, концентрация металлов и форма их присутствия в БСВ сильно отличается для разных районов нефтедобычи и зависит как от возраста и геологии месторождения [2], так и от количества и состава промывочных вод, подающихся в скважину [3]. Барий, железо, марганец, ртуть, никель, цинк и свинец являются наиболее часто встречающимися металлами, концентрация которых в тысячи раз превышает фоновый уровень морской воды [4]. Концентрация растворенного бария, железа и марганца в БСВ достигает 300, 30 и 7 мМ соответственно (по сравнению с 0.03, 0.002, 0.001 мМ в морской воде). При попадании в морскую воду железо и марганец окисляются и образуют нерастворимые оксиды, а барий – нерастворимый сульфат бария. Осаждение данных металлов влияет и на поведение других металлов, например, посредством соосаждения. На токсичность БСВ могут влиять и другие химические процессы [5].

Большие суммарные объемы выбросов БСВ, их сложный химический состав, включающий опасные вещества, а также недостаток знаний в области возможных долгосрочных экологических последствий сделали выбросы БСВ главным предметом обеспокоенности и изучения в последние годы. Цель данной работы состоит в оценке влияния выброса БСВ на состояние экосистемы с помощью моделирования. В частности мы планируем количественно оценить как изменяется содержание кислорода, биогенов, а также рассчитать скорости переноса и трансформации загрязняющих веществ в водной толще, придонном бентосном слое и в верхнем слое осадка.

В работе используется биогеохимическая O-N-P-S-C-Fe-Mn-Si модель BROM (BottomRedOxModel). Данная модель учитывает трансформацию вещества в водной толще, придонном погранслое и в верхнем слое донных осадков [6]. Модель описывает формирование и эволюцию органического вещества (ОВ), а также процессы разложения, восстановления и окисления, осаждения и растворения, определяющие биогеохимические циклы O, N, S, Mn, Fe, P и Si. BROM учитывает перенос вещества посредством турбулентной диффузии в водной толще и придонном погранслое, молекулярной диффузии, биотурбации и биоирригации в верхнем слое донных осадков. Базовая версия модели воспроизводит основные процессы на границе раздела вода–донные осадки, включая изменения в окислительно-восстановительных условиях и величину pH. Поскольку одним из доказанных эффектов буровой деятельности является изменение содержания кислорода у дна [7], то возможность модели воспроизводить изменения в окислительно-восстановительных условиях дает уникальную возможность проанализировать цикл металлов (Fe, Mn и Ba) и связанных с ними веществ в условиях потенциальной нагрузки.

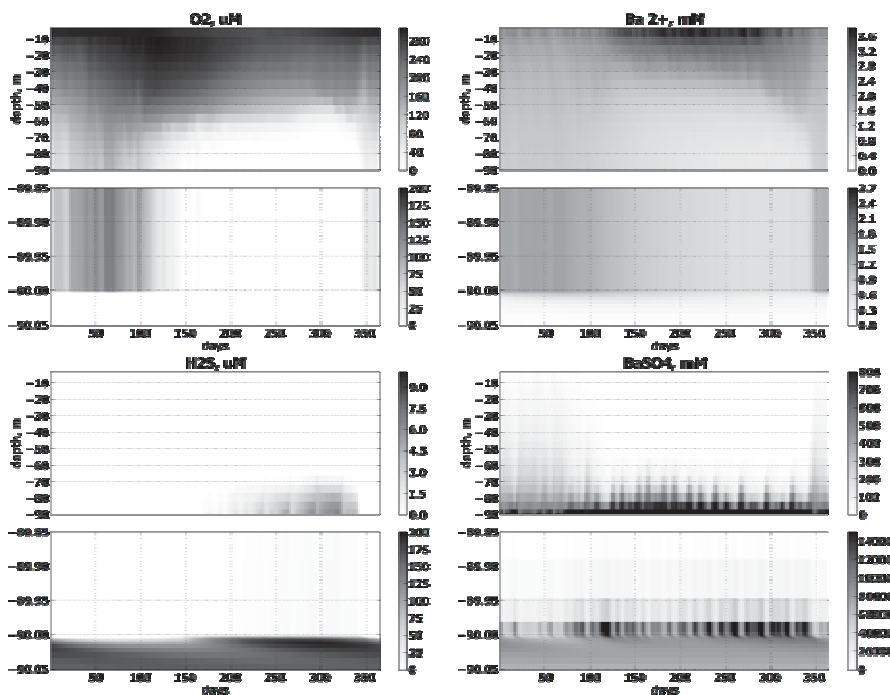


Рисунок. Рассчитанная сезонная изменчивость химических параметров

Рассчитанные с помощью модели результаты сезонной изменчивости распределения химических параметров, таких как кислород, сероводород (рис.), форм азота, железа и марганца (не показано) в водной толще и в верхнем слое осадка согласуются с данными наблюдений для районов, подверженных сезонной аноксии [8, 9]. Сезонная динамика растворенного бария характеризуется его накоплением в поверхностном слое в период образования летнего термоклина, что приводит к возможности более дальнего распространения этой токсичной формы бария и его биопоглощению на большей площади моря от буровой установки. Следует отметить тот факт, что растворенный барий присутствует в морской воде в свободном виде достаточно долгое время после слива БСВ, несмотря на пересыщение по отношению к $BaSO_4$. Это согласуется с лабораторными исследованиями кинетики образования барита [10] и показывает важность рассмотрения как осаждаемой так и растворенной формы бария при интерпретации поведения или/и влияния бария на экосистему при сбросе БСВ.

На следующем этапе исследования планируется:

- Выбрать регион для параметризации гидрофизических условий, начальных условий естественного биогеохимического состояния, объем и состав буровых сточных вод;
- Параметризовать трансформации токсичных химических элементов, поступающих вместе с БСВ в морскую воду в высоких концентрациях (Hg и Ni).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы VISTA – фундаментальная программа исследований и совместного сотрудничества между Норвежской Академией Наук и компании Statoil, проект 6164 (basicresearchprogramandcollaborativepartnershipbetweentheNorwegianAcademyofScienceandLettersandStatoil).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bakke T, Klungsoyr J, Sanni D. Environmental impacts of produced water and drilling waste discharges from the Norwegian offshore petroleum industry // Marine Environmental Research. 2013. V. 92. P. 154–169.
2. Collins A.G. Geochemistry of Oilfield Waters. Elsevier Scientific Publishers, New York. 1975. 496 p.
3. Lee K., Neff J., De Blois E. Produced Water: Overview of Composition, Fates and Effects // Produced Water. Environmental Risks and Advances in Mitigation Technologies / Lee K., Neff J. (Eds.). Springer, 2011. P. 3–57.
4. Neff J.M. Biological effects of drilling fluids, drill cuttings and produced waters // Long-Term Effects of Offshore Oil and Gas Development / D.F. Boesch and N.N. Rabalais (Eds.). Elsevier Applied Science Publishers, London, 1987. P. 469–538.
5. Lee K., Azetsu-Scott K., Cobanli S.E. et al. Overview of potential impacts of produced water in Atlantic Canada // Offshore Oil and Gas Environmental Effects Monitoring: Approaches and Technologies // S.L. Armworthy, P.J. Cranford, K. Lee (Eds.). Batelle Press, Columbus, 2005. P. 319–342.

6. Yakushev E.V., Protsenko E.A., Bruggeman J. Bottom RedOx Model (BROM) general description and application for seasonal anoxia simulations. NIVA Rapport 6758-2014.2014.(<http://brage.bibsys.no/xmlui/handle/11250/273802>).
7. Trannum H.C., Nilsson H.C., Schaanning M.T., Oxnevad S. Effects of sedimentation from water-based drill cuttings and natural sediment on benthic macrofaunal community structure and ecosystem processes // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2010. V. 383. P. 111–121.
8. Pakhomova S.V., Hall P.O.J., Kononets M.Y. et al. Fluxes of iron and manganese across the sediment-water interface under various redox conditions // *Mar. Chem.* 2007. V. 107. P. 319–331.
9. Almroth E., Tengberg A., Andersson J.H. et al. Effects of resuspension on benthic fluxes of oxygen, nutrients, dissolved inorganic carbon, iron and manganese in the Gulf of Finland, Baltic Sea // *Cont. Shelf Res.* 2009. V. 29. P. 807–818.
10. Trefry J.H., Trocine R.P. Chemical Forms and Reactions of Barium in Mixtures of Produced Water with Seawater // *Produced Water. Environmental Risks and Advances in Mitigation Technologies* /Lee K., Neff J. (Eds.). Springer, 2011. P. 127–145.

Biogeochemical O-N-P-S-C-Fe-Mn-Si model BROM (Bottom RedOx Model) was used to simulate barium transformation in the seawater originated from produced water and its seasonal variability at changing redox conditions. Modelled results show the possibility of dissolved barium accumulation in the surface layer at restricted vertical mixing in summer period.

Розанов А.Г.¹, Кокрятская Н.М.², Гурский Ю.Н.³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: rozanov@ocean.ru;

²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск;

³Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва)

Редокс-процессы в донных осадках и иловых водах северо-восточной части Черного моря

Rozanov A.G.¹, Kokryatskaya N.M.², Gursky Y.N.³

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow;

²Institute of Ecological Problems of the North, UB RAS, Arkhangelsk;

³M.V. Lomonosov Moscow State University, Geological faculty, Moscow)

Redox processes in sediments and pore water of the north-eastpart of the Black Sea

Ключевые слова: Черное море, северо-восточный профиль, шельф, склон, котловина, биогеохимические процессы

Комплексный рейс на НИС «Профессор Штокман» (2010 г.), в котором исследовались физические, биологические и биогеохимические условия в северо-восточной части Черного моря, внес новые данные по этому, как оказалось, менее других районов обеспеченному геохимическими данными. В настоящей работе представлены результаты химических анализов донных осадков и иловых вод на меридиональном профиле от Керченского пролива до центральной части восточной глубоководной котловины.

Наряду с литологическим отличием и традиционными характеристиками окислительно-восстановительных (редокс) процессов диагенеза морских осадков, такими как кислород, формы азота, марганца, железа, фосфора, в Черном море, – самом большом сероводородном резервуаре Мирового океана, – ключевую роль играют производные восстановленной серы. Впервые метод систематического фазового анализа форм соединений серы в морских осадках был применен Э.А.Остроумовым [1] в Черном море и впоследствии широко использован во многих морях и океанах [2].

В сравнительно недавнее время в методику фазового анализа форм серы в морских осадках внесены существенные изменения, касающиеся в первую очередь применения CrCl_2 для определения серы пирита и элементной серы. Применение CrCl_2 , предложенное И.И.Волковым и Н.Н.Жабиной [3], получило столь широкую известность, что на авторов даже перестали ссылаться, особенно в западной литературе. Это позволяет приравнять метод к высоким достижениям в аналитической практике, как, скажем, известный метод титрования железа бихроматом, изложенный в каждом учебнике по химическому анализу.

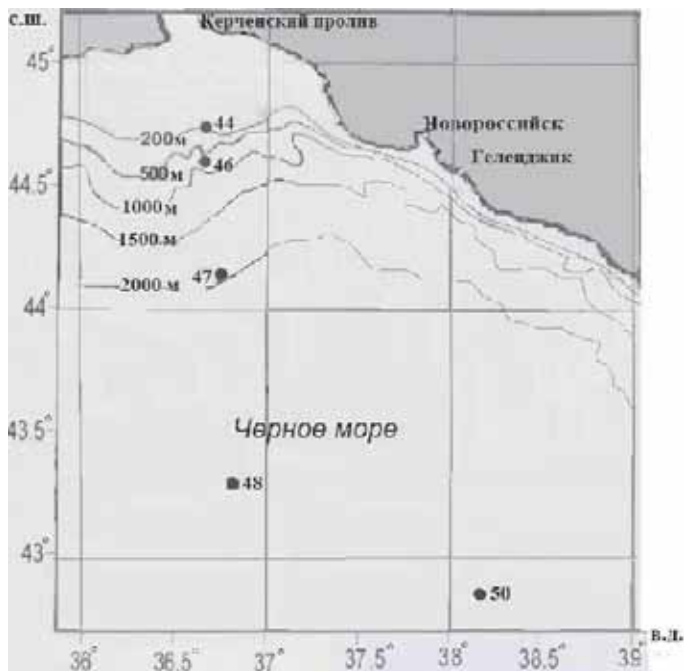


Рисунок. Схема расположения станций в северо-восточной части Чёрного моря.

В настоящем исследовании мы решили ограничиться анализом трех форм восстановленной серы: сульфидной (S^{2-}), пиритной (S_2^{2-}) и органической (S_{org}). Органическая сера, входящая в основном в состав битумоидов и гуминовых соединений, завершает обычно фазовый анализ форм серы из одной навески осадков путем полного окисления бром-азотной кислотой оставшейся части материала. Другие формы серы, которые предположительно находятся в осадках: сульфиты, тиосульфаты, полисульфиды, обычно обнаруживают в ничтожно малых количествах, которые несоизмеримы с указанными выше основными формами серы [2].

Таким образом, изученные нами соединения серы практически исчерпывают сумму восстановленных форм, – продуктов сульфатредукции, которые отражают доминирующий процесс раннего диагенеза.

Исследованные колонки черноморских осадков в основном охватывают период голоценового осадконакопления – от приблизительно 11 тысяч лет тому назад, что соответствует времени последнего «прорыва» Босфора, соединившего Черное и Средиземное моря, до настоящего времени.

Плейстоценовые осадки, предшествующие этому периоду, известные как новозёвксинские, вскрыты только в низах двух колонок: одна в пределах склона (ст. 46, глубина 706 м), другая в области глубоководной котловины (ст. 48, глубина 2210 м). Более удаленные от берега осадки ст. 47, 48 и 50 расположены в глубинах восточной котловины Черного моря ≥ 2000 м, причем на её окраинах очевидно имеет место формирование тектонических оползней. Например, на ст. 47, расположенной у подножья склона, заметно уменьшена мощность современных осадков (до 8 см), но увеличен слой нижележащих древнечерноморских осадков (8–147 см), в верхней части перемешанных с современными, за счет вероятного сползания по склону.

В исследованных осадках с поверхности шельфовой зоны толщиной 1–2 см (ст. 44), имеющих коричневый или бурый цвет за счет присутствия оксигидроксидов железа (III) и марганца (IV), величины E_{Pt} не поднимаются выше +280 мВ из-за наличия следов сульфидов. Здесь вследствие наличия ОВ в количестве около 2% ($C_{орг} = 1\%$) на поверхности осадка в контакте с кислородной водой процессы окисления формируют слой аэробно-анаэробного диагенеза. В иловой воде этого слоя происходит снижение количества кислорода и смена аэробных микробиологических окислителей ОВ (сапрофитов) на анаэробные (сульфатредукторы).

Заметим, что мы применяем обозначение E_{Pt} для окислительно-восстановительного потенциала, измеряемого платиновым электродом. В качестве электрода сравнения применяется насыщенный хлорсеребряный электрод. В этом случае для приведения измеренных значений к нормальному водородному электроду прибавляется 201 мВ (20°C), что принято в интересах сравнения для использования в уравнении Нернста. Заметим также, что полученные значения не являются в точности термодинамическими величинами E_h , отличаясь от них на $\approx \pm 25$ мВ вследствие «неидеальности» (отсутствие инертности) платины, как и других благородных металлов.

В более глубоководных осадках сероводородной зоны Черного моря имеет место только анаэробный диагенез, который является продолжением сульфидизации осадочного вещества при прохождении через сероводородную толщу воды. Черный сульфидный прослой с повышенным содержанием гидротроилита в верхней части новозёвксинских осадков (от 280 см на ст. 46 и от 240 см на ст. 48) отражает характерную особенность анаэробного диагенеза. Она связана с взаимодействием сероводорода из вышележащих древнечерноморских слоев и реакционноспособного железа нижележащих новозёвксинских осадков [2, 5]. Этот феномен может быть связан также с наличием и окислением глубинного метана, который стимулирует сульфатредукцию в этом слое [6], или с формированием гидротроилита по обычной микробиологической схеме (сульфаты + ОВ) [7].

Характер редокс-процессов в донных осадках находит отражение в величинах рН и щелочности, связанных с ростом углекислоты в иловой воде,

повышением концентраций фосфатов, кремниеслоты и аммиака, заметно влияющих не только на увеличение, но и на соотношение этих компонентов в иловом растворе.

Так, при максимуме NH_4^+ в осадках (ст. 48, 240-242 см) известное соотношение Редфилда: C:N:P=106:16:1 трансформируется в 400:24:1. Таким образом, в анаэробном диагенезе морских осадков идет как абсолютное, так и преимущественное накопление в иловой воде ионов бикарбоната (почти в четыре раза) и аммония (в полтора раза) по отношению к фосфатам. Концентрации ионного неорганического железа в иловой воде, несмотря на лимитирующее присутствие таких форм как гидротроилит, макинавит и тем более пирит, достигают весьма высоких значений (в нашем случае 1 мкМ), возможно за счет присутствия свободного двухвалентного железа [8].

Растворенный неорганический марганец находится в сероводородной воде Черного моря в количестве до 8 мкМ. В иловой воде оно, как правило, меньше (4 мкМ) [9], но, тем не менее, в количествах, допускающих образование родохозита MnCO_3 , алабандина MnS или, скорей всего, гауэрита MnS_2 [8]. До сих пор эти минералы ни во взвешенных формах в морской воде, ни в черноморских сульфидных осадках не обнаружены.

Новая трактовка сульфидообразования в новоэвксине связана с появлением данных о метане [6]. Специальные анализы осадков (ст. 46, 48, 50), выявили высокое содержание метана в нижних горизонтах древнечерноморских и верхних горизонтах новоэвксинских осадков (более 80000 мкл дм^{-3}). Этот глубинный миграционный метан окисляется анаэробно метанотрофными микроорганизмами археями, а продукты окисления – водород и ацетат используются сульфатредукторами для образования сульфида. В итоге, на примере исследованных осадков Черного моря замыкается полный цикл редокса от кислорода в поверхностных осадках шельфа до водорода в верхней части новоэвксинских осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Остроумов Э.А. Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1953. Т. 7. С. 57–69.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 259 с.
3. Волков И.И., Жабина И.И. Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
4. Vershinin A.V., Rozanov A.G. The platinum electrode as an indicator of redox environment in marine sediments // Marine Chemistry. 1983. V. 4. № 1. P. 1–15.
5. Страхов Н.М. Особенности геохимического процесса в пресных морях с сероводородным заражением придонных вод (Черное море) // Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. С. 245–283.

6. Леин А.Ю., Русанов А.И., Павлова Г.А. и др. Об источниках энергии в процессе диагенеза на примере Черного моря // Литология и полезн. ископаемые. 2011. №2. С. 154–169.
7. Морозов А.А. Железо и сера в осадочном процесс екислородной зоны Черного моря. Сообщение 2. Ранний диагенез осадков и его роль в голоценовом осадкообразовании на шельфе // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 36–51.
8. Lewis B.L., Landing W.M. The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea // Deep-Sea Research. 1991. V. 38. Suppl. 2. P. 773–780.
9. Розанов А.Г., Волков И.И. Марганец в Черном море. Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 190–199.

Redox characteristics of the sediments and pore water are presented on the section from the Kerch Strait to the north-eastern deep of the Black Sea. Most valuable forms of sulfur (H_2S , S^{2-} , S_2^{2-} , S_{org}) are considered for Holocene period.

**Русанов И.И.¹, Засько Д.Н.², Захарова Е.Е.¹, Анохина Л.Л.²,
Юсупов С.К.¹, Савичев А.С.¹, Леин А.Ю.², Иванов М.В.¹,
Пименов Н.В.¹**

(¹Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, e-mail: rusanov_igor@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, e-mail: dasha_zas@mail.ru)

Особенности распределения и генезиса метана в аэробной водной толще Черного и Восточно-Арктических морей

**Rusanov I.I.¹, Zasko D.N.², Zakharova E.E.¹, Anokhina L.L.²,
Yusupov S.K.¹, Savvichev A.S.¹, Lein A.Yu.², Ivanov M.V.¹,
Pimenov N.V.¹**

(¹Winogradsky Institute of Microbiology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Shirshow Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Features of distribution and genesis of methane in the aerobic water column of the Black Sea and East-Arctic seas

Ключевые слова: цикл метана, эмиссия метана в атмосферу, метаногенез, анаэробные микрониши.

Хорошо известно, что Черное море является крупнейшим меромиктическим водоемом, в котором 90% объема занимает склон и котловина, заполненные бескислородной водой. Этот водоем также является и самым большим в мире резервуаром растворенного в анаэробной водной толще метана.

Во всей анаэробной зоне, с горизонта появления сероводорода, происходит резкое увеличение содержания метана до дна, а профиль распределения имеет промежуточные и придонные максимумы. При этом, абсолютные значения концентрации метана, на одних и тех же горизонтах, заметно отличаются по акватории.

Показано, что основная часть метана водной толщи образуется микроорганизмами непосредственно в анаэробных водах и составляет величину порядка 630×10^9 М в год [1]. Установлено, что в анаэробной водной толще величина микробного потребления метана (773×10^9 М в год) существенно превышает его продукцию метаногенами [1]. Предполагается, что дисбаланс микробных процессов цикла метана (порядка 143×10^9 М в год) покрывается дополнительными источниками метана из многочисленных метановых сипов и грязевых вулканов [1].

Высокое содержание метана ванаэробных водах не влияет на его распределение в кислородсодержащих горизонтах, поскольку аэробные и анаэробные воды Черного моря разделены зоной выраженного концентраци-

онного минимума метана [2]. Нижняя граница этого минимума привязана к величине условной плотности 15.7–15.8 единиц.

Таким образом, основная часть метана глубоководной зоны, образовавшегося *denovo* и поступающего дополнительно, потребляется аэробными бактериями в зоне хемоклина и метанотрофными археями в анаэробных водах.

Было показано, что проникновение метана метановых сипов в атмосферу возможно только на шельфе и в прибрежной зоне, где глубина моря не превышает 200 метров. В более глубокой зоне метан сипов не достигает поверхности [3].

С другой стороны показано, что поверхностные воды Черного моря пересыщены метаном в 2–10 раз, относительно равновесной концентрации с атмосферой [2,4]. В кислородсодержащих водах обнаруживаются концентрационные максимумы, часто превышающие содержание метана в поверхностных водах. Величины и глубины их залегания могут быть разными даже на соседних станциях, а также меняться в зависимости от сезона [2]. Наличие локальных максимумов содержания метана предполагает существование в аэробной толще зон, благоприятных для протекания строго анаэробного процесса микробного образования метана.

Измеренные нами на большом количестве станций интенсивности микробного метаногенеза хорошо совпадали с пиками концентрации метана в аэробной водной толще, а по абсолютным значениям в ряде случаев были даже выше, чем в анаэробной зоне [5]. Благоприятные для метаногенов анаэробные микрзоны могут быть приурочены к пищеварительным трактам и пеллетам зоопланктона, органическим частицам взвеси, отмирающему фитопланктону.

Пики содержания метана обычно приурочены к зоне термоклина, где на градиенте происходит концентрация взвешенного органического вещества. Встречаются пики метана и ниже термоклина, в зоне отмирания "холодолобного" фитопланктона, развивающегося под термоклинном. Кроме этого, они приурочены к зонам кормления и пеллетной разгрузки зоопланктона.

Нами были проведены эксперименты как с копеподами, наиболее крупными представителями черноморского зоопланктона, так и со сгущениями взвеси с разных горизонтов, в сравнении с нативными пробами и фильтра-то воды с тех же горизонтов.

Показано, что во всех образцах с копеподами интенсивность микробного метаногенеза была значительно выше, чем в нативных водных образцах на соответствующих горизонтах. Более того, в зависимости от количества копепод, добавленных в образец, пропорционально возрастала интенсивность метаногенеза. Аналогичные закономерности наблюдали в экспериментах с пеллетами зоопланктона.

Во всех образцах со сгущенной взвесью интенсивность микробной продукции также была выше, чем в нативных образцах. При этом, наибольшие

максимумы микробного метаногенеза соответствовали тем горизонтам, где были детектированы пики концентрации метана в нативных образцах. Доказано, что повышение концентрации метана, обнаруживаемое в аэробной водной толще, обусловлено деятельностью метаногенов в анаэробных микрониах: кишечники и pellets зоопланктона, взвешенные частицы органического вещества. При этом интенсивность микробной продукции метана заметно превышает скорости метаноокисления. В аэробной зоне наблюдается положительный баланс в микробном цикле метана.

Следовательно, именно избыточный метан, образующийся микроорганизмами в анаэробных микрониах кислородсодержащей водной толщи, может определять поток метана с акватории глубоководной зоны Черного моря в атмосферу.

Исследования масштабов стока и источников парниковых газов в Арктических морях крайне ограничены, а для Восточно-Арктических морей такие данные, до недавнего времени, фактически отсутствовали. В последнее время существенно возрос интерес исследователей к изучению арктического региона, в том числе к метановой проблеме [1,6,7]. Инструментально зарегистрировано увеличение скорости прироста атмосферного метана в высоких широтах северного полушария [8]. Ряд исследователей считает, что возможным дополнительным источником метана в атмосферу высоких широт является его эмиссия вследствие деградации наземной и подводной мерзлоты шельфа Арктических морей [9]. В связи с потеплением климата, мерзлота перестает быть газонепроницаемым барьером для огромного пула метана, накопленного на шельфе Восточно-Арктических морей в форме гидратов, природного газа и ОВ донных осадков, способного трансформироваться в метан [10].

В серии экспедиций, сотрудники ТОИ ДВО РАН, совместно с другими российскими и зарубежными учеными, показали, что более 80% придонных и более 50% поверхностных проб воды, полученных на мелководном шельфе до 50 метров, были перенасыщены растворенным метаном. Пространственное распределение концентраций отличалось выраженной мозаичностью и резкими градиентами. Основной причиной повышенных концентраций метана, авторы [10] предложили миграцию из донных залежей и глубинных источников, подтверждением чему приводятся свидетельства вертикального распределения содержания метана в воде, поля метановых сипов, локальные зоны повышенных концентраций и превышения поверхностных концентраций над донными. В качестве основного механизма предполагается пузырьковый перенос метана от поверхности осадка до раздела вода-атмосфера. По их мнению, значимый вклад современной продукции метана в водном столбе и в осадках маловероятен из-за аэробной окружающей среды, а наличие анаэробных линз им трудно предположить. В основе этих выводов лежали определения сотрудниками ТОИ ДВО РАН содержания метана в поверхностной и придонной воде исследованных

станций. Но концентрация метана, измеренная в поверхностной и придонной воде, даже подкрепленная промежуточным горизонтом и данными по содержанию в поверхностном осадке, часто не дает полного и правильного представления об истинном профиле распределения метана и о его генезисе в столбе водной толщи. Поэтому, нами была выполнена работа по детализации профиля распределения метана, посредством измерения его содержания на максимально возможном количестве горизонтов. На этих же горизонтах были определены интенсивности микробных процессов образования и окисления метана. Для представления о балансе и генезисе органического вещества на тех же горизонтах проведены измерения интенсивности процессов фотосинтеза и темновой (микробной) ассимиляции углекислоты, измерено содержание органического вещества взвеси.

В результате выполненных исследований показано, что распределение содержания метана по акватории Восточно-Арктических морей имеет мозаичный характер. Общим трендом является увеличение концентраций от моря Лаптевых к Чукотскому морю. Выявляются как фоновые зоны (0.1 мкл/л), так и зоны повышенных концентраций (1–2 мкл в литре воды), а среднее содержание метана для всей акватории составляло 0.2–0.4 мкл/л. Вертикальное распределение метана в столбе воды имело сложный профиль, с наличием одного-двух максимумов содержания метана между придонным и поверхностным горизонтами. Как правило, максимум концентрации внутри столба коррелировал с нижней частью зоны фотосинтеза. Встречались так же придонные и поверхностные максимумы содержания метана. Концентрация метана в поверхностных осадках всегда была на 1–2 порядка выше, чем в наддонной воде. Микробное окисление метана, на всей акватории, было незначительным, изменяясь в водной толще от 0.2 до 20 нлСН₄/л*сут. В поверхностных осадках получены средние и очень высокие интенсивности микробного окисления и трансформации метана, достигающие 500–3500 нлСН₄ на кг осадка в сутки.

Измеренные нами интенсивности микробного образования метана в водной толще были значительно выше, чем интенсивности его микробного окисления. Положительные величины были получены практически на всех исследованных горизонтах, от устья Лены до Берингова пролива. Разброс величин составил от 2 до 540 нлСН₄ на литр в сутки, а средний диапазон составил 10–50 нл/л*сут. Максимальные величины метаногенеза были зафиксированы в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря. Вертикальное распределение профиля величин образования метана имело общие закономерности. Как правило, придонные интенсивности были значительно ниже, чем в вышележащей водной толще. Максимальные значения микробного метаногенеза приурочены к подповерхностному горизонту и фотической зоне.

Результаты проведенных исследований позволяют утверждать, что микробные процессы цикла метана играют важную роль в балансе метана в

водной толще морей восточной Арктики и вносят существенный вклад в эмиссию метана в атмосферу.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №13-05-00575

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
2. Егоров А.В. Некоторые черты распределения метана в водной толще северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 183–190.
3. Schmale O., Greinert J., Rehder G. Methane emission from high-intensity marine gas seeps in the Black Sea into the atmosphere // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32.
4. Amouroux D., Roberts G., Rapsomonicis S. et al. // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2002. V. 54. № 3. P. 575–588.
5. Русанов И.И., Юсупов С.К., Саввичев А.С. и др. Микробное образование метана в аэробной водной толще Черного моря // ДАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 571–573.
6. Леин А.Ю., Саввичев А.С., Иванов М.В. Резервуар растворенного метана в водной толще морей российской Арктики // ДАН. 2011. Т. 441. №3. С. 369–371.
7. Саввичев А.С., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др. Микробные процессы циклов углерода и серы в Чукотском море // Микробиология. 2007. Т. 76. № 5. С. 682–693.
8. Rigby M., Prinn R.G., Fraser P.J. et. al. Renewed growth of atmospheric methane // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L22805/ doi:10.1029/2008GL036037.
9. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et. al. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Sci. 2010. V. 327. P. 1247–1250.
10. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад восточно-сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестн. Рос. акад. наук. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.

Vertical distribution of methane in aerobic water column of Black and East-Arctic seas has complicated profile with 1-2 peaks. Maximums of methane concentration within the column correlated with surface layer, thermocline or lower part of photosynthetic zone. In aerobic zone positive balance of microbial cycle of methane was observed. Redundant methane, which is generated by microorganisms in oxygenated zone of sea, might play significant role in methane flow from water area to atmosphere.

Савенко В.С.

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru)

Геологические факторы формирования и эволюции термодинамической неравновесности биосферы

Savenko V.S.

(M.V.Lomonosov Moscow State University)

Geological factors of formation and evolution of biosphere thermodynamic nonequilibrium

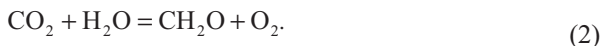
Ключевые слова: биосфера, термодинамическая неравновесность, пространственное разделение продуктов фотосинтеза, эволюция химического состава осадочных пород

Живые организмы и биокосные системы Земли всех уровней, от отдельных биогеоценозов до биосферы в целом, объединяет то, что они существуют, только находясь в состоянии сильной термодинамической неравновесности. Степень термодинамической неравновесности систем количественно характеризуется величиной избыточной свободной энергии (G^{ex}), которая равна разности свободных энергий текущего (G) и равновесного (G^{eq}) состояний:

$$G^{ex} = G - G^{eq}. \quad (1)$$

Чем больше величина избыточной свободной энергии, тем больше приближена система к области существования “диссипативных структур”, одним из проявлений которых является жизнь.

В живых организмах избыточная свободная энергия запасается и хранится в так называемых биохимических аккумуляторах, к которым относятся, например, актин-миозиновый комплекс сократительных мышц или мембранная разность электрохимических потенциалов. Подобно живым организмам, в биосфере также происходит накопление избыточной свободной энергии, которое обусловлено процессом фотосинтеза



В качестве геохимических аккумуляторов в этом случае выступают термодинамически неравновесные продукты фотосинтеза: органическое вещество и молекулярный кислород вместе с производными от него другими биогенными окислителями (сульфатами, оксигидроксидами трехвалентного железа, диоксидом марганца, нитратами и т.п.). Благодаря сильным различиям в плотности, органическое вещество и молекулярный кислород про-

странственно разделяются: кислород накапливается в атмосфере, тогда как синтезированное органическое вещество концентрируется на поверхности и в самых верхних слоях литосферы – почвах и донных отложениях океанов, морей и континентальных водоемов. В соответствии с этим распределением происходит вертикальная стратификация биосферы по окислительно-восстановительному состоянию. Верхняя область, называемая оксисферой, характеризуется избытком окислителей и объединяет атмосферу, поверхностные воды гидросферы, исключая анаэробные бассейны типа Черного моря, и зону аэрации на суше. Под оксисферой располагается восстановительная зона биосферы – редусфера.

Большая величина энергии активации для реакции окисления органического вещества не может быть причиной сохранения кислорода в атмосфере, поскольку организмы выработали высокоэффективные катализаторы, с помощью которых достигается высокая скорость процессов деструкции. Полному исчезновению кислорода из атмосферы препятствует описанное выше пространственное разделение продуктов реакции (2). Но до тех пор, пока органическое вещество находится в биосфере, оно в высшей степени неустойчиво и быстро перерабатывается гетеротрофными организмами. Только выйдя за пределы биосферы, становясь компонентом осадочных пород, органическое вещество утрачивает непосредственную связь с биотой и кислородом атмосферы и резко повышает свою устойчивость. Осадочные породы и вне биосферы содержат окислители органического вещества (сульфатную серу, оксигидроксиды трехвалентного железа, диоксид марганца), но без участия живых организмов процессы окисления идут чрезвычайно медленно, и поэтому концентрации компонентов главных редокс систем в осадочных породах отражают синхронное с их образованием редокс состояние биосферы.

А.Б. Ронов на огромном фактическом материале показал, что с течением времени на фоне общего роста концентрации органического углерода (восстановителя) наблюдается синхронное увеличение содержания окисленных компонентов главных редокс систем: окисного–закисного железа и сульфатной–сульфидной серы (рис.). Эту тенденцию нельзя связать с процессами приближения вещества осадочных пород к равновесию, происходящими за пределами биосферы. Действительно, содержание органического углерода в осадочных породах неуклонно повышалось от 0.26% в верхнем протерозое до 0.81% в кайнозое [1]. Предположим, что меньшее содержание органического вещества в древних породах обусловлено большей длительностью процесса перехода к состоянию термодинамического равновесия. Тогда различие содержания органического углерода в древних и молодых породах можно было бы связать с его расходом на восстановление окисленных форм железа и серы. Наблюдаемой разности концентраций органического углерода хватило бы для полного превращения 3% железа (III) в железо (II) и образования 0.5% сульфидной серы, содержание ко-

торой в осадочных породах верхнего протерозоя, равно как и в осадочных породах другого возраста, существенно ниже этой величины. Но самое главное противоречие заключается в том, что концентрация сульфидной серы в ходе геологического времени увеличивается, а не уменьшается, как должно быть при протекании реакции

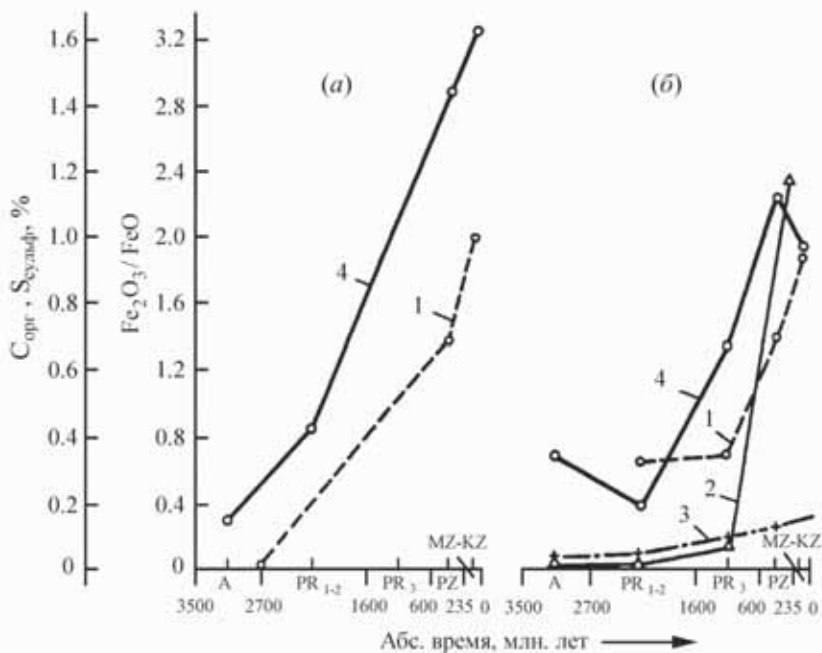


Рисунок. Эволюция содержания органического углерода (1), сульфатной (2) и сульфидной (3) серы, а также величины отношения окисного железа к закисному (4) в осадочных породах Северо-Американской (а) и Русской (б) платформ [1].



Таким образом, данные по химической эволюции осадочной оболочки Земли показывают, что вещество, выходящее из биосферы и дающее начало осадочным породам, с течением времени становилось все более неравновесным. Отсюда можно сделать вывод, что эволюция биосферы шла в направлении увеличения ее внутренней неравновесности. Причиной этого явления, имеющего фундаментальное значение для понимания эволюции жизни на Земле, служит усиление со временем степени дифференциации

рельефа [2] и связанное с ним увеличение скоростей осадконакопления, приводящее к более эффективному разделению продуктов фотосинтеза – молекулярного кислорода и органического вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14–05–00624).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
2. Савенко В.С. О вероятных причинах увеличения высот горных систем в течение геологического времени // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1969. № 3. С. 110–112.

Data on evolution of the chemical composition of sedimentary rocks evidenced about increase of biosphere thermodynamic nonequilibrium in length of time. The reason for occurrence of strong biosphere thermodynamic nonequilibrium is spatial separation of photosynthesis products (accumulation of molecular oxygen in the atmosphere and organic matter in bottom sediments of the World ocean and continental reservoirs). Deposition of organic matter in the bottom sediments represents the geological mechanism of formation of biosphere thermodynamic nonequilibrium. Growth of the biosphere nonequilibrium is caused by increase of sediment accumulation rate during geological time.

Саввичев А.С.

(Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр "Фундаментальные основы биотехнологии" РАН, г. Москва, e-mail: savvichev@mail.ru)

Численность и продукция гетеротрофного бактериопланктона в Чукотском и Восточно Сибирском морях

Savvichev A.S.

(Winogradsky Institute of Microbiology, Research Center of Biotechnology of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

Abundance and production rates of heterotrophic bacterioplankton in the Chukchi and East Siberian seas

Ключевые слова: микробные процессы, численность бактериопланктона, продукция бактериопланктона, цикл углерода, изотопный состав углерода органического вещества, Арктические моря, Чукотское море

Численность и продуктивность бактериопланктона являются, наряду с уровнем первичной продукции фитопланктона и концентрацией хлорофилла «а», ключевыми показателями состояния морских экосистем [1]. Экспериментальное изучение количественных характеристик состояния фито- и бактериопланктона активно проводится в акватории Арктического региона [2]. В последние годы значительное внимание уделяется исследованию процессов микробной трансформации органического вещества (ОВ), поступающего в шельфовые моря Арктики в составе пресного стока больших рек (Обь, Енисей, Маккензи) [3]. В частности было показано, что гетеротрофный бактериопланктон (бактерии и археи) играет ведущую роль в деструкции ОВ, и эффективность такого процесса связана с качественным составом этого ОВ [4]. В свою очередь качественный состав ОВ определяется его генезисом. Масштабные изменения климата наиболее выражены именно в Арктическом бассейне. Происходящие изменения отражаются не только в сокращении площади ледового покрова, но и в изменении количества и качества ОВ водной толщи. В свою очередь, состав ОВ определяет как численность, так и продукционные характеристики гетеротрофного бактериопланктона [6]. Гетеротрофный бактериопланктон является главным компонентом «микробной петли», возвращающей малодоступное ОВ в планктонную трофическую сеть [5].

Объективным показателем генезиса и состояния планктона, включая гетеротрофный бактериопланктон, является изотопный состав углерода органического вещества (ИСУ ОВ). ИСУ ОВ характеризует соотношение двух основных источников ОВ: изотопно-легкого ($\delta^{13}\text{C} < -25\text{‰}$) ОВ наземных

растений, поступающего с терригенным стоком, а также с аэрозольным потоком с континента и изотопно-тяжелого ($\delta^{13}\text{C} > -22\%$) ОВ, продуцируемого морским фитопланктоном [7]. За последние 20 лет проведены широко-масштабные исследования величин $\delta^{13}\text{C}$ ОВ донных осадков всех шельфовых морей Восточной Арктики: Чукотского, Восточно-Сибирского и моря Лаптевых [8, 9].

Своеобразие Чукотского и восточной части Восточно-Сибирского моря по сравнению с другими Арктическими морями заключается, в первую очередь, в крайне низком объеме речного стока. Водные массы Чукотского моря в значительной мере формируются за счет тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Климатические изменения, выраженные в уменьшении площади ледового покрова в летне-осенний сезон, наиболее значительны в Чукотском море. Для проведения исследований в восточном секторе Арктики в 2003 г. по соглашению о сотрудничестве между Российской Академией Наук и НОАА (Национальная Администрация США по Океанам и Атмосфере) был организован проект RUSALCA (Russian-American Long-term Census of the Arctic) [10]. Цель проекта – анализ климатических и сопутствующих экосистемных изменений в морях Восточной Арктики вблизи границы морских акваторий России и США. В результате проведения комплексных исследований, выполненных в сентябре 2004, 2009 и 2012 гг., получены данные о концентрации биогенных элементов, величине первичной продукции, концентрации метана в водной толще и донных осадках, общей численности микроорганизмов, интенсивности ключевых микробных процессов, изотопном составе углерода взвеси в Чукотском и Восточно-Сибирском морях [11–13]. Подробные схемы региона исследований с координатами станций и гидрологическими характеристиками представлены на сайте RUSALCA [<http://www.arctic.noaa.gov/aro/russian-american/>].

Данные общей численности микроорганизмов (ОЧМ), полученные нами в трех экспедициях, проведены в единый сезон, что дает представление о межгодовой изменчивости. Величины ОЧМ в августе 2004 г были низкими и варьировали в разных частях Чукотского моря от 70×10^3 до 280×10^3 кл. мл⁻¹. Самая низкая ОЧМ отмечена в сев. части моря, в каньоне Геральда (10×10^3 – 80×10^3 кл мл⁻¹). Наиболее высокая ОЧМ была выявлена в южной части моря в районе т.н. «горячего пятна», образованного циклоническим течением (до 280×10^3 кл мл⁻¹). Исследования 2009 г. проводились в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. В поверхностном горизонте водной толщи южной и центральной акваторий Чукотского моря ОЧМ варьировала от 100×10^3 кл мл⁻¹ в каньоне Геральда до 390×10^3 кл мл⁻¹ в зоне «горячего пятна». ОЧМ в проливе Лонга и в Восточно-Сибирском море была заметно ниже (76×10^3 – 180×10^3 кл мл⁻¹). Минимальные значения ОЧМ были выявлены в глубинных горизонтах на северной границе Чукотского моря (36×10^3 кл мл⁻¹). Ср. знач. ОЧМ в Чукотском и Восточно-Сибирском морях

составило 190×10^3 кл мл⁻¹. Общая тенденция в распределении ОЧМ в Чукотском море в августе 2012 г. не изменилась. Низкие значения ОЧМ соответствовали северной части моря (70×10^3 – 150×10^3 кл мл⁻¹), максимальные значения обнаружены в зоне "горячего пятна". Абсолютные значения ОЧМ на продуктивных станциях были выше, чем в предыдущие годы (450×10^3 – 550×10^3 кл мл⁻¹). Средние значения ОЧМ (240×10^3 кл мл⁻¹) были также выше, чем в 2004 и 2009 гг.

Продукция гетеротрофного бактериопланктона (ПБ), как и ОЧМ, являются главными количественными характеристиками состояния микробного сообщества водной экосистемы. В отличие от продукции фитопланктона, которую принято называть первичной, поскольку она определяет поток энергии в трофической цепи, ПБ является вторичной, поскольку целиком зависит от количества и состава растворенного и взвешенного ОВ. Очевидно, что ПБ зависит от ОЧМ. Однако прямой зависимости между этими показателями нет. Известно, что для Арктических морей характерны короткие периоды высокой активности фитопланктона (сезонные вспышки цветения), которые определяют рост численности и активности гетеротрофного микробного сообщества. На ранних стадиях продукционных вспышек показатель ПБ опережает показатели ОЧМ. Напротив, с истощением доступного ОВ величина продукции резко падает, а ОЧМ в течение некоторого ограниченного периода, остается высокой.

В августе 2004 и 2009 гг. повышенные величины ПБ были зафиксированы исключительно в южной части Чукотского моря. Величина ПБ уменьшалась с юга на север. Мин. значения ПБ достигали в сев. части моря (0.08 – 0.14 мкг С л⁻¹ сут⁻¹). Воды Восточно-Сибирского моря, как и воды сев. части Чукотского моря характеризовались низкими величинами продукции (<0.32 мкг С л⁻¹ сут⁻¹). Высокие показатели ПБ зарегистрированы в авг. 2009 г в Беринговом проливе (до 3.3 мкг С л⁻¹ сут⁻¹). В 2012 г повышенная ПБ соответствовала району юго-восточной части Чукотского моря (до 1.2 – 1.7 мкг С л⁻¹ сут⁻¹). При этом величины ПБ в сев. части моря мало отличались от показателей 2004 и 2012 гг. (ср. знач. 0.27 мкг С л⁻¹ сут⁻¹).

Разброс и ср. знач. величин Р/В коэффициента, характеризующего удельную продукцию бактерий, в поверхностном водном слое варьировали от 0.1 до 0.53 сут⁻¹ (ср. 0.29 сут⁻¹) в 2004 г, от 0.12 до 0.43 сут⁻¹ (ср. 0.23 сут⁻¹) в 2009 г. и от 0.09 до 0.74 сут⁻¹ (ср. 0.33 сут⁻¹) в 2012 г. Минимальные значения Р/В коэффициента соответствовали глубинным водам Восточно-Сибирского и водам северных станций Чукотского морей.

Известно, что водный баланс Чукотского и вост. части Восточно-Сибирского морей характеризуется крайне низким дебетом поступления речных вод, а, следовательно, и низким вкладом терригенного ОВ в состав водной взвеси. Согласно полученным нами данным, водная взвесь в основном состояла из ОВ фитопланктогенного генезиса, что следовало из изотопно-тяжелого состава ИСУ ВОВ, имеющем в поверхностном горизонте

(ср. знач. -22.1%). Анализ данных $\delta^{13}\text{C}$ показывает, что в водах открытого моря в составе ОВ взвеси преобладает ОВ автохтонного происхождения: ср. знач. $\delta^{13}\text{C} = -22.2\%$ (от -20.8 до -23.8%), в то время как в прибрежных водах ср. знач. $\delta^{13}\text{C}$ составляла -23.4% (от -22.7 до -24.1%). Среди станций открытого моря было наиболее заметно обогащение фитопланктонным ОВ взвеси станций, наиболее удаленных как от континентов, так и от о. Врангеля, являющихся потенциальными источниками изотопно-легкого терригенного ОВ.

Полученные нами показатели ОЧМ уместно сравнить с величинами, измеренными американскими микробиологами в 2002 и 2004 гг. в Чукотское море при исследованиях на ледоколе «Хили» (USCGC Healy) [5]. ОЧМ в летний период на глубинах менее 100 м (зона шельфа) составляла $9 \times 10^5 - 12 \times 10^5$ кл мл⁻¹. Эти величины выше, полученных нами. Наиболее вероятное объяснение такому факту связано с разницей сезонов исследований.

Необходимо также отметить, что тяжелый ИСУ ОВ взвеси характерен для большинства станций продуктивной акватории, что указывает на явно доминирующую роль автохтонного фотосинтеза в пополнении запаса ОВ в придонной воде ($\beta^{13}\text{C} = -19.8 \div -22.0\%$ для района «горячего пятна») и поверхностном слое донных осадков. Активные микробные процессы деструкции и трансформации лабильного ОВ определяют высокую плотность бентосной жизни. Иные процессы протекают в Арктических морях, пополняемых мощным речным стоком. Органическое вещество р. Обь, попадая в воды Карского моря, имеет ИСУ ОВ ($\beta^{13}\text{C}$ от -29.4 до -30.7%) [14, 15]. Только в самой северной части Карского моря, далекой от влияния речных вод, величина ИСУ ОВ достигает в придонном слое $\beta^{13}\text{C} = -24.7\%$. Обильное аллохтонное ОВ, малодоступное для микроорганизмов, не способно формировать и поддерживать бентосную трофическую цепь, характерную для продуктивных зон Чукотского моря.

Авторы признательны академику М.В. Иванову, А.Ю. Леин, Е.Е. Захаровой, И.И. Русанову, а также организаторам программы RUSALCA (Алексею Островскому, Кетлин Крейн, Терри Вилледжу,) за помощь в проведении исследований. *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 14-04-01093, 14-04-00682).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ducklow H.W. Bacterial production and biomass in the oceans // *Microbial Ecology of the Oceans*. NewYork. Wiley-Liss. 2000. P. 85–120.
2. Kirchman D.L., Hill V., Cottrell M.T. et al. Standing stocks, production, and respiration of phytoplankton and heterotrophic bacteria in the western Arctic Ocean // *Deep Sea Research II*. 2009. V. 56. № 17. P. 1237–1248.
3. Vallieres C., Retamal L., Ramlal P. et al. Bacterial production and microbial food web structure in a large Arctic river and coastal Arctic ocean // *J. Marine Systems*. 2008. V. 74. P. 756–773.

4. Kirchman D.L., Moran X.A.G., Ducklow H. Microbial growth in the polar oceans – role of temperature and potential impact of climate change. *Nat. Rev. Microbiol.* 2009. V. 7. P. 451–459.
5. Pomeroy L.R., Williams P.J.I., Azam F., Hobbie J.E. Microbial loop // *Oceanography*. 2007. V. 20. N. 2. P. 28–33.
6. Stein R., Macdonald W.W. (Eds) *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer, Berlin. 2004. 465 p.
7. Naidu A.S., Scanlan R.S., Feder H.M. et al. Stable organic carbon isotopes in sediments of the North Bering-South Chukchi seas, Alaskan-Soviet Arctic shelf // *Cont. Shelf Res.* 1993. V. 13. P. 669–691.
8. Grebmeier J. M., McRoy C.P., Feder H.M. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern Bering and Chukchi Seas. I. Food supply source and benthic biomass // *Mar. Ecology. Prog. Ser.* 1988. V. 48. P. 57–67.
9. Crane K. Russian-American Long-term Census of the Arctic / Initial Expedition to the Bering and Chukchi Seas // *Arctic Research of the United States*. 2005. V. 19. P. 73–76. <http://www.arctic.noaa.gov>.
10. Lee S.H., Whitley T.E., Kang S. Recent carbon and nitrogen uptake rates of phytoplankton in Bering Strait and the Chukchi Sea // *Cont. Shelf Res.* 2007. V. 27. P. 2231–2249.
11. Savvichev A.S., Rusanov I.I., Pimenov N.V. et al. Microbial processes of the carbon and sulfur cycles in the Chukchi sea // *Microbiology*. 2007. V. 76. № 5. P. 603–613.
12. Леин А.Ю., Савичев А.С., Русанов И.И. и др. Биогеохимические процессы в Чукотском море // *Литология и полезные ископаемые*. 2007. № 3. С. 247–266.
13. Yun M.S., Whitley T., Kong M., Lee S. Low primary production in the Chukchi Sea shelf, 2009 // *Cont. Shelf Res.* 2014. V. 76. P. 1–11.
14. Иванов М.В., Леин А.Ю., Захарова Е.Е., Саввичев А.С. Изотопный состав углерода органического вещества взвеси и донных осадков морей Восточной Арктики // *Микробиология*. 2012. Т. 81. № 5. С. 645–655.
15. Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. и др. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // *Литология и полезные ископаемые*. 2012. № 2. С. 115–145.

Distribution of microbial abundance, bacterial production and stable carbon isotopic composition of particulate organic material were studied in water column and bottom sediments of the Chukchi Sea and the eastern part of the East Siberian Sea in August-Sept. 2004, Sept. 2009, and Sept. 2012 during RUSALCA expeditions on board RV *Professor Khromov*.

**Семёнова А.А.¹, Матвеева Т.В.¹, Савичев А.С.²,
Логвина Е.А.¹**

(¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: vnio_semenova@mail.ru; ²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва)

Метан в поверхностных осадках и водной толще Чукотского моря

**Semenova A.A.¹, Matveeva T.V.¹, Savvichev A.S.²,
Logvina E.A.¹**

(¹All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I. S. Gramberg, St.Petersburg; Winogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow)

Methane in the Chukchi Sea shallow sediments and the water column

Ключевые слова: Чукотское море, потоки метана, анаэробное окисление метана, сульфатредукция, метаногенерация, численное моделирование

В работе исследовались происхождение и пространственное распределение метана в поверхностных осадках и водной толще Чукотского моря. Основным материалом для данной работы послужили результаты экспедиционных исследований в рамках российско-американской программы RUSALCA в 2004, 2009 и 2012 гг.: данные грунтового пробоботбора, результаты химического анализа придонных и поровых вод, содержание и компонентный состав углеводородных газов в осадке и водной толще, содержание органического углерода и темпы микробиальных процессов. На основе этих и других материалов, проведены модельные исследования в программном комплексе COMSOL Multiphysics, описывающие процессы миграции метана в анаэробных отложениях и оценивающие темпы микробиальных процессов (сульфат-редукции, метаногенерации и анаэробного окисления метана) и сопоставлены с натурными измерениями.

Для детального исследования процессов метанового цикла были выбраны два полигона, отличающиеся по условиям осадконакопления и геологическим обстановкам: Северный полигон, расположенный в устье каньона Геральда Северо-Чукотского бассейна с глубинами воды около 100 м, и Южный полигон, который объединяет депрессии Колочинскую и Хоупа в пределах Южно-Чукотского бассейна с глубиной моря порядка 50 м. Для моделирования были использованы данные грунтовых станций НС-4 и НС-10, характеризующих северный и южный полигоны, соответственно (рис.).

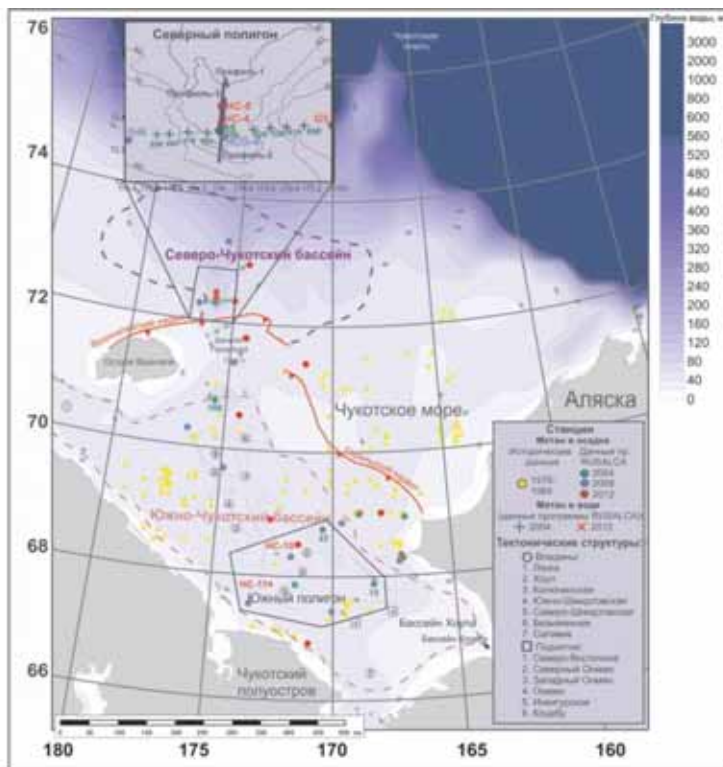


Рисунок. Карта фактического материала. Границы Северо-Чукотского и Южно-Чукотского бассейнов указаны пунктирными линиями (по данным: [1–3]). На врезке отображены профили гидролокатора бокового обзора (ГБО) и профилографа. Изобаты в метрах (ИВСАО).

Результаты анализа фактического материала и модельных исследований показали, что основным источником миграции метана в водную толщу служат богатые органическим веществом осадки Южного полигона. Здесь имеют место современные интенсивные диагенетические процессы, в результате которых образуется биохимический метан, скорость диффузионного потока которого для станции НС-10 оценивается в $14.5 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$. Для Северного полигона характерны менее интенсивные процессы, и метан преимущественно катогенетический или смешанного генезиса. Данные моделирования позволили оценить величину глубинного потока метана, которая составила порядка $14.7 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ для станции НС-4. Для этой же станции диффузионный поток метана из поверхностных отложений в водную толщу оценивается в $0.7 \text{ нмоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$.

При рассмотрении данных по концентрациям метана в водной толще [4] оказалось, в районе каньона Геральда (Северный полигон), не смотря на менее интенсивную разгрузку метана на морском дне, его концентрации в придонной воде превышают значения, полученные по Южному полигону. Мы предполагаем, что это результат транспорта возможно биохимического метана, мигрирующего в водную толщу из Южного полигона, с океанским (Анадырским) течением на север, что приводит к смешиванию газов разного генезиса в районе каньона Геральда – одного из основных транспортных путей тихоокеанских вод северного направления. Выполненные статистические и балансовые расчеты в первом приближении показали, что скорость конвективного переноса метана в исследуемом районе выше скорости его аэробного окисления.

Таким образом, результаты данных исследований показывают, что Южно-Чукотский бассейн является одним из важнейших источников и атмосферного метана, однако для точного количественного расчета этого потока требуются дальнейшие детальные исследования.

Авторы признательны капитану и экипажу НИС «Профессора Хромов», Kathleen Crane (Arctic Research Program, NOAA) за ее поддержку во время экспедиций, Н.А. Щур (СПБПУ) за помощь в моделировании и Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология) за плодотворное обсуждение седиментологических режимов и характеристик Чукотских отложений.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Листы S-1, 2 (Чукотское море). Масштаб 1:1000000. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. 2006.
2. Blackburn Geoconsulting. Enclosure 1. Chukchi Sea: regional structure and location map. 2015. Available online at: <http://www.blackbourn.co.uk/reports/chukchi-sea.html> (accessed February, 18, 2015).
3. Kim B.I. Chukchi Sea: sedimentary cover thickness and main structural elements. 1–7 // Geology and mineral resources of the Russian shelf areas (atlas). Moscow: Scientific world, 2004.
4. Savvichev A., Rusanov I., Crane K. Distribution of Methane in the Water Column and Bottom Sediments of the Bering Strait and Chukchi Sea. 2004. Available online at: <http://www.arctic.noaa.gov/rusalca/sites/default/files/atoms/files/Microbiological%20and%20biogeochemical%20sampling%20Savvichev.pdf> (accessed December 11, 2014).

We investigated the origin and spatial distribution of methane in the Chukchi sea shallow sediments and the water column as a result of the RUSSian American Long-term Census of the Arctic (RUSALCA) 2004, 2009, 2012 data analysis and numerical modeling.

**Стрелецкая И.Д.¹, Васильев А.А.², Облогов Г.Е.²,
Ванштейн Б.Г.³**

(¹МГУ имени М.В.Ломоносова, e-mail: irinastrelets@gmail.com; ²Институт криосферы Земли СО РАН; ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грайберга")

Изотопный состав метана в подземных пластовых льдах на Западном Ямале

**Streletskaia I.D.¹, Vasiliev A.A.², Oblogov G.E.²,
Vanshtein B.G.³**

(¹Lomonosov Moscow State University, irinastrelets@gmail.com ;

²Earth Cryosphere Institute; ³VNIIOkeangeologia)

The isotopic composition of methane in the tabular ground ice in the West Yamal

Ключевые слова: пластовый лед в морских отложениях, газовые включения, изотопы метана, Западный Ямал

Газовые включения в подземных льдах и многолетнемерзлых породах, являются индикатором условий криогенеза, а количественный и изотопный состав газовых включений может отражать изменения природы Арктики в прошлом и указывать на генезис льда. В криолитозоне законсервировано значительное количество газов, в первую очередь метана. Метан в воздушной и растворенной форме находился в отложениях до промерзания, а процессы метанообразования могли продолжаться и после промерзания при отрицательных температурах [1; 2]. Установлено, что в пластовых залежах льда на Ямале присутствуют многочисленные микроорганизмы, численность которых определяется содержанием общей взвеси во льду [3]. О высоком содержании метана в криогенной толще свидетельствуют результаты бурения промысловых скважин на полуострове Ямал. В породах до глубины 130 м, содержащих лед, установлены частые газопроявления максимальные измеренными дебитами до 14000 м³/сут.с, ниже по разрезам, где породы находились в охлажденном состоянии, газопроявлений практически не наблюдалось [4; 5; 6]. Минимальные концентрации метана характерны для континентальных отложений, промерзавших преимущественно сингенетически, максимальные – для морских отложений, промерзавших преимущественно эпигенетически [5]. Предполагается, что продуцирование и концентрации метана в сильнольдистых отложениях и пластовых льдах, содержащих минерализованные воды и морские соли, их неравномерное промерзание, могут являться причиной взрывов и образования глубоких кратеров в районах Севера [7].

Результаты изотопно-спектрометрического анализа метана $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ из мерзлой толщи в районе Бованенковского ГКМ показали значения менее -70‰ , что свидетельствует о его биохимическом происхождении и образовании в результате микробальной переработки содержащейся в породах органике [4]. Метан, образованный при термокаталитическом синтезе в нижней части земной коры или верхней мантии, характеризуется более тяжелым изотопным составом, для сеноманских и неокомских газовых залежей на Ямале от -50 до -43‰ [8].

Крупные залежи подземных пластовых льдов (ПЛ) характерны для четвертичных разрезов не только континентальной части Западной Арктики, но и прилегающего шельфа. Пластовые льды встречаются в виде линз мощностью до 50 м и протяженностью до нескольких сотен метров. ПЛ содержат пузырьки диаметром до 5 мм с газом. Форма пузырьков в ПЛ сферическая, они неравномерно распределены во льду, а газ в них находится под давлением. Данные по содержанию метана в газовых пузырьках в пластовых льдах в районах Западного Ямала – Марре-сале, Белуший нос, и Бованенковского м-ния (река Се-Яха) свидетельствуют, что его содержание в десятки раз превышает концентрацию метана в воздухе. Основная цель исследований – определить генезис метана в воздушных включениях в подземных льдах. Район исследования находится в зоне сплошного распространения криогенных засоленных пород (многолетнемерзлых и охлажденных) морского генезиса большой мощности. Первый тип ПЛ мощностью 3–10 м и протяженностью более 800 м залегает на глубинах 5–8 м от поверхности на контакте с континентальными отложениями и подстилается засоленными морскими глинами. ПЛ второго типа мощностью более 20 м залегают на глубинах 4–10 м от поверхности и перекрыты засоленными морскими глинами [9]. В ПЛ многочисленные пузырьки газа неравномерно распределены в массиве льда.

Монолиты льда для определения газового состава пузырьков воздуха были вырублены из мерзлой стенки берегового обрыва, и в мобильных холодильниках переправлены в лабораторию литологии и геохимии ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Определение компонентного состава неуглеводородных и углеводородных газов из продегазированных проб льда проводилось методом газовой хроматографии на установке с пламенно-ионизационным детектором SHIMADZU 2014. Для образцов газа с высоким содержанием метана в пробе в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского в лаборатории геохимии углерода на изотопном масс-спектрометре (в конфигурации GC-C-IRMS) определены значения изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$. Определение значений изотопа водорода в метане из пузырьков льда проведено в лаборатории Isolab B.V., Нидерланды, D vs. SMOW.

Пузырьки во льдах содержат углеводородные (больше всего метана) и не углеводородные газы (азот, кислород, углекислый газ, водород и др.).

Общее содержание газа в ПЛ составило 87.4–92.2 мл/кг. Метан во льду распределен неравномерно, разница в содержании газа в зависимости от насыщенности льда пузырьками может различаться в сотни раз. Больше всего метана выделено из ПЛ второго типа, где его количество достигало 23352 ppm, в среднем составляя 6117 ppm. В пузырьках, заключенных в ПЛ первого типа содержание метана изменялось в широком диапазоне от 85 ppm до 17113 ppm, в среднем показывая значения 6076 ppm.

Накоплению отложений и формированию ПЛ сопутствовала восстановительная обстановка, при которой соотношение Fe_2O_3/FeO , не превышает 0.9. Присутствие в ПЛ минерала марказита (FS_2) – показатель сероводородного загрязнения в застойных условиях мелких озер и лагун, слабо связанных с морем. Такие условия характерны для отложений мелководного шельфа и лайд, куда реками выносятся осадки с большим количеством органики. Количество метана извлекаемого из современных морских осадков со дна Карского моря около побережья Западного Ямала такое же или несколько меньше [10].

Значения изотопного состава углерода $\delta^{13}C(CH_4)$ из газовых включений пластовых залежей изменялись от -58.1% до -71.4% , а значения D по метану изменялись от -231% до -326% , что свидетельствует о его бактериальном происхождении *insitu* (рисунок).

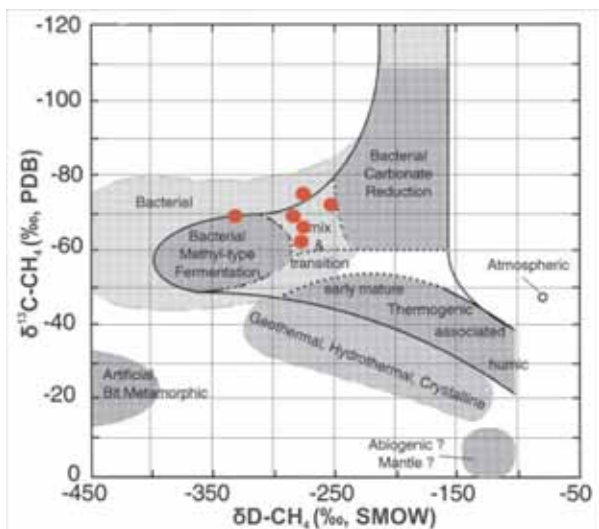


Рисунок. Красные точки – значения изотопного состава углерода по метану (^{13}C , ‰) и дейтерия по метану (D, ‰) из пузырьков газа в пластовых льдах I и II типа на диаграмме соотношения изотопного состава метана в зависимости от генезиса газа [11].

Таким образом, изотопный состав метана однозначно показывает на его бактериальное происхождение и образование *insitu*. По значениям изотопов углерода по метану газ в пластовых льдах похож на «флюидопроявления» из верхней 130 м мерзлой толщи четвертичных отложений Бованенковского месторождения [4].

Метан, содержащийся в ПЛ, при повышении температуры и оттаивании мерзлоты снизу, занимает освободившиеся от льда полости и каверны и сохраняется в толще дисперсных отложений на глубинах 80-130 м. Метан накопившийся в полостях ПЛ близко у поверхности может быть причиной взрывов и образования кратеров и воронок на Ямале.

Количество метана во льду соизмеримо с количеством метана в придонно-пограничном слое водной толщи Карского моря в этом районе, что позволяет предполагать, что газопроявления на дне Карского моря могут быть связаны не только с нарушением сплошности субаквальной мерзлоты, но и высвобождением находящихся в ней метана при оттаивании субаквальных отложений.

Количество биогенного метана в пластовых льдах на порядки превышающие содержание метана в глетчерном льде, исключает ледниковый генезис пластовых льдов Западного Ямала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ривкина Е.М., Самаркин В.А., Гиличинский Д.А. Метан в многолетнемерзлых отложениях Колымо-Индигорской низменности // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 559–563.
2. Gilichinsky D., Rivkina E., Samarkin V. The ancient viable microorganisms and radiative gases in West Beringia Permafrost: Research opportunities for Paleocological implications and Forecast // *Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia* / M. Edwards, A. Sher, D. Gutry (eds.). Fairbanks, Alaska, 1997. P. 134–145.
3. Леин А.Ю., Лейбман М.О., Саввичев А.С. и др. Изотопно-биогеохимические особенности подземного пластового льда полуостровов Югорского и Ямал // *Геохимия*. 2003. № 10. С. 1084–1104.
4. Бондарев В.Л., Миротворский М.Ю., Зверева В.Б. и др. Газогеохимическая характеристика надсеноманских отложений полуострова Ямал (на примере Бованенковского нефтесенноконденсатного месторождения) // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2008. № 5. С. 22–34.
5. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Отв. Ред. Е.М. Чувилин, М.: ГЕОС, 2007. 137 с.
6. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
7. Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plehanov A.V., Streletskaia I.D. New permafrost feature: deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia as a response to local climate fluctuations // *Geography, environment, sustainability*. 2014. V. 7. № 4. P. 68–80.
8. Skorobogatov V.A., Yakuchev V.S., Chuvin V.M. Sources of natural gas within permafrost North-West Siberia // *Permafrost Univ. Laval*. Yellowknife, Canada. 1997. № 57. P. 1001–1006.

9. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X (2). С. 68–78.
10. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2014. V. 119. doi:10.1002/2014JG002685.
11. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 291–314.
12. Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Метан как палеоиндикатор генезиса и динамики мерзлых толщ // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 183–193.

Presented and discussed the new data of methane quantity, isotopic values ^{13}C and D in methane of two types of intrasedimental ground ice, West Yamal, Russia. The first type of intrasedimental ground ice is icy sediments (IS) not more than 2-3 m thick. The second type of intrasedimental ground ice is large massive tabular ice bodies more than 20 m thick. The extraction of gases accomplished following the dry extraction technique. One approach that has been used with success to determine the origin of methane is the analysis of the $\delta^{13}\text{C}$ and D value of CH_4 gases. Our data of isotopic measurements of the ^{13}C -70.5pm , and D -326pm in methane are typical for gas formed with the participation of vital functions of bacteria.

Стунжас П.А.¹, Тищенко П.Я.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: pastunzhas@ocean.ru; ²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева РАН, г. Владивосток)

Аноксия в Дальневосточном биосферном морском заповеднике в 2013 г.

Stunzhas P.A.¹, Tishchenko P.Ya.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Pacificocean Institute of Oceanology RAS, Vladivostok)

Anoxia in Far-Eastern Biospheric marine Reserves in 2013

Ключевые слова: Дальневосточный морской заповедник, гипоксия, аноксия

Дальневосточный морской биосферный заповедник ДВО РАН расположен в заливе Петра Великого Японского моря, из его южная часть (ЮРЗ) – это о. Фуругельм и 150 км², прилегающей к материку акватории. Его воды имеют высокую биопродукцию в его водах: обычно концентрация хлорофилла составляет тут 5–10 мг/м³. Необходимые биогенные элементы поставляются пятью местными реками (без участия вод р. Туманная). Именно там сотрудниками Института биологии моря 12.08.2013 г. была зафиксирована с помощью подводного аппарата "Sub Fighter" массовая гибель бентосных организмов. Срочная гидрохимическая экспедиция на НИС "Профессор Насонов" 16.08.2013г. обнаружила гипоксию и аноксию в придонном слое воды – впервые для этого района и всего заповедника. Анализ этих результатов дает возможность оценить масштаб явления, его причину и длительность.

20 станций (рис. 1) включали гидрологические, оптические и химические измерения, включая логгер ARO2 – оптический датчик O₂ (Япония). Пробы воды отбирались с поверхностного и придонного горизонтов (0.5–1 м от дна) 5л батометром Нискина. Были выполнены определения: солености, рН, общей щелочности, концентрации O₂, главных биогенных элементов.

Прямым доказательством аноксии явился массовый замор морских звезд и червей, хотя эти организмы обладают высокой толерантностью к низким содержаниям кислорода. Причиной смерти могло бы быть и поступление загрязняющих веществ из р. Туманная (крупнейшей реки Японского моря, значительная часть которой протекает по территории Китая), но обнаружение гипоксии и аноксии, сопровождавшейся такими признаками как: понижение рН, а также с рост фосфатов, аммония и кремния, свидетельствует о ее биологической природе.

Химическими исследованиями ЮРЗ был установлен объем гипоксии: аномально низкие содержания кислорода найдены на 5 станциях, только в

области депрессии (понижения дна), расположенной между о. Фуругельм и западным побережьем (рис. 1). Площадь депрессии примерно 15–20 км². Она расположена на пологом склоне, ее максимальная глубина составляет примерно 35 м, а высота борта примерно 31 м. Такая форма рельефа способствует накоплению в депрессии влекомых наносов, органической взвеси, а также застойности воды. В прошлые годы здесь регистрировалось пониженное содержание O₂, однако гипоксии ни разу не наблюдалось [1]. Типичной причиной формирования аноксии могло бы быть накопление необычно большого количества органики (например, отмерших макроводорослей) или органического вещества микроводорослей (отмершие и осевшие на дно диатомовые водоросли), при отсутствии фотосинтетически активной радиации (ФАР). Действительно, видимость диска Секки составляла здесь 5–7 м, так что на глубине более 30 м влияние ФАР уже не проявлялось.

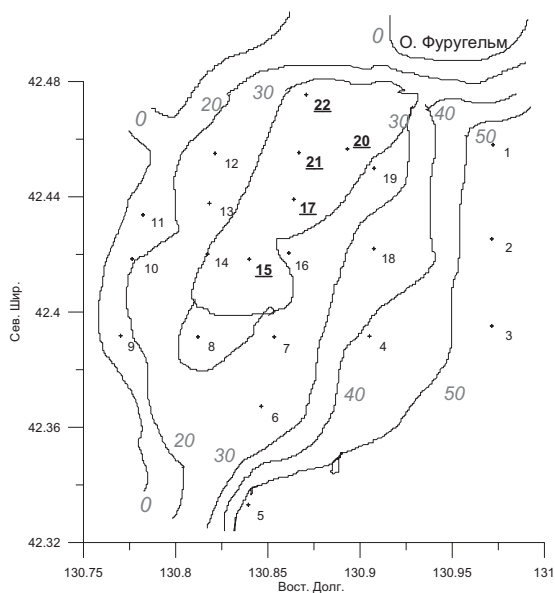


Рисунок 1. Схема расположения станций (станции с гипоксией выделены) и рельеф (изобаты проведены через 10 м).

Обнаружение в придонном слое сероводорода (Таблица) указывает на то, что на границе раздела вода/дно создаются условия, при которых протекает реакция сульфатредукции. Однако, условия отбора проб (одна придонная проба), также как и гибель только бентосных организмов, не могли дать ответ, какова толщина слоя воды, подверженного аноксии. Она могла

определяться: микробиологическими процессами на границе с дном и быть, например, толщиной менее 50 см, или гидрофизическими процессами изоляции вод в депрессии, и тогда быть гораздо толще и зависеть от распределения плотности. Другими словами, что определяет степень гипоксии: удаление от дна или глубина? Гидрофизические параметры (Т и S) показывают в депрессии слоистую структуру толщиной 1–2 м (рис. 2а), но химические результаты не столь однозначны. Их анализ включает: 1) сравнение данных на станциях с разной глубиной, 2) восстановление непрерывных профилей растворенного кислорода.

Таблица 1. Сравнение фоновых станций 18, 14 и станций с гипоксией. O₂ логгер – пересчет показаний после коррекции O₂% в O₂ мл/л. Концентрация H₂S в мкг/л, Si, PO₄, NH₄ – в мкмоль/л.

№ ст-й	Н, м	Т, °С	S, уес	O ₂ , мл/л	O ₂ , лог гер	H ₂ S	pH, 25°C	Si	Alk/S x10	PO ₄	NH ₄
18	35.8	7.1	33.71	5.65	4.6	–	7.84	28.0	.6689	0.83	7.47
14	31	16.2	32.99	4.37	3.74	–	7.95	25.6	.6702	0.83	1.73
15	33	15.5	33.367	0.527	0.61	3.92	7.41	127	.6872	4.31	4.4
17	34.8	10.3	33.524	0.096	0.32	0	7.31	164	.6920	4.31	21.9
20	34.5	11.7	33.519	0.139	0.33	33.4	7.28	163	.6985	6.45	31.0
21	35.8	9.2	33.563	0.055	0.07	0	7.29	174	.6934	3.80	28.8
22	34.5	10.6	33.520	0.134	0.46	20.8	7.31	162	.6976	5.73	25.9

1) Степень гипоксии определяется, как следует из определения, прежде всего концентрацией O₂. Однако определения O₂ на уровне концентрации 0.05–0.1 мл/л могут содержать большую погрешность из-за загрязнения проб атмосферным O₂ и отсутствия определений соединений марганца [2]. Кроме того, если окисление органики микроводорослей следует, как это часто принимается, соотношению Редфилда, то степень гипоксии (и аноксии) будет сопровождаться изменением в том же порядке косвенных признаков гипоксии: pH и концентраций биогенных элементов. Но такого соответствия (табл.) здесь не было. На самой глубокой ст. 21 была самая низкая концентрация O₂ и наиболее высокая – кремния, но H₂S там совсем не обнаружено. А на ст. 15 косвенные признаки аноксии были сравнительно слабыми, но был найден H₂S при сравнительно большой концентрации O₂ (0.5 мл/л). С другой стороны, если судить по косвенным признакам, т.е. по максимальным концентрациям H₂S, фосфатов и соответствующих компонентов карбонатной системы, наиболее сильная аноксия была на ст. 20 и 22, хотя они не являются самыми глубокими. Эти результаты кажутся противоречащими друг другу. В тоже время отбор проб и их анализ делала опытная команда, которая не могла допустить явных ошибок.

2) В свете этих результатов большое значение приобретают данные зондирования O_2 . Из-за инерционности датчиков O_2 и T эти данные требовали коррекции, способ которой рассматривался в [3]. На рис. 2а представлены результаты по распределению T с глубиной. Видно, что выделяются самая мелкая ст. 15 («ступенька» начинается выше, чем на других станциях, и сама T выше) и самая глубокая ст. 21 (здесь ниже «ступеньки» 2-х слойная структура воды, так что минимум T достигается только в нижнем слое). Из рис. 2б видно, что профили кислорода в общих чертах повторяют эти особенности, причем на ст. 15 относительное падение O_2 больше, чем T . Так что, хотя минимальная концентрация O_2 в среднем падает с глубиной, но O_2 на мелких станциях ниже, чем на тех же горизонтах на более глубоких, поэтому нельзя говорить, что воды перемешаны по горизонтали. Можно сделать вывод, что в каждой исследованной точке гипоксия развивалась независимо либо с разной скоростью, распространяясь от дна вверх, либо подчиняясь физическому обмену с вышележащими слоями воды. Это и привело, по нашему мнению, к различию основных и косвенных признаков гипоксии и аноксии, упоминавшимся выше. Вывод относится и к ст. 14 (см., таблица), на которой формально гипоксии не было.

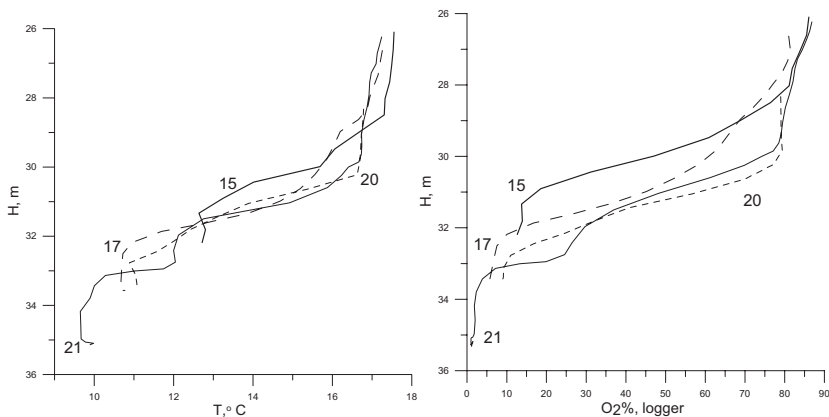


Рисунок 2. Сравнение профилей температуры (а) и кислорода (б) на ст. 15, 17, 20 и 21. Данные логгера частотой 2 Гц.

Еще один вопрос, возможно ли сосуществование O_2 и H_2S ? В случае отсутствия в воде высокой концентрации марганца, который выступает посредником в окислении кислородом сероводорода (как это происходит, например, в Черном море [3]), это вполне возможно. В этом случае O_2 и H_2S могут взаимодействовать между собой как чисто химически, так и микробиологически. Более того, это может быть, если и не причиной, то, по край-

ней мере, подтверждением "разбалансирования" параметров аноксии, о котором говорилось выше.

Наши данные позволяют сделать вывод, что аноксия придонных вод имеет сезонный характер. Ведь, как известно, осенью происходит сезонный подъем вод Японского моря в заливе Петра Великого, который разрушает сезонную гипоксию, например, в Амурском заливе [4]. Признаки такого подъема наблюдались на глубине 31–33 м на фоновой ст. 18. Действительно, повторные работы в декабре 2013 г. уже не обнаружили аноксии в депрессии дна.

Итак, распределение солености поверхностных вод, а также кремния и хлорофилла, указывают на дополнительную поставку пресных вод и повышенную продукцию фитопланктона в области депрессии дна. Можно сделать вывод, что к формированию аноксии привело аномальное, широко известное из прессы, обилие атмосферных осадков летом 2013 г. Они увеличили поток терригенной взвеси, аллохтонной органики и биогенных веществ в ЮРЗ возле о. Фуругельм, а также увеличили изолированность вод в ней, что и привело к формированию гипоксии и аноксии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-050037960, программы "Дальний Восток" (№ 15-1-1-010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белан Т.А. // Экологическое состояние и биота Юго-Западной части залива Петра Великого и устья реки Туманной. Изд. Дальнаука, 2000. Т. 1. С. 147–167.
2. Якушев Е.В., Виноградова Е.Л., Дубинин А.В. и др. // Океанология. 2012. Т. 52. №1. С. 131–138.
3. Стунжас П.А., Мошаров В.Е., Радченко В.Н. // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 558–568.
4. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Звалинский В.И. и др. // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 165. С. 108–129.

In August, 2013 in the southern area of Far-Eastern biospheric marine reserves, in the bottom waters of depression between Furugelm Island and continental slope the anoxia was established. The microbiological decomposition of settled organic substance or diatoms on the bottom caused anoxic conditions. Abnormal abundance of rain fall in the Far East in 2013 resulted in these conditions.

Троянская А.Ф., Вельямидова А.В., Колпакова Е.С.

(Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск,
e-mail: labecoarh@yandex.ru)

Особенности формирования загрязнения донных осадков реки Онега устойчивыми хлорорганическими соединениями

Troyanskaya A., Velyamidova A., Kolpakova E.

(Institute of Environmental Problems of the North of the Ural Branch
of Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk)

Specific features of formation of bottom sediments pollution of the Onega River by sustainable organochlorine compounds

Ключевые слова: река Онега, малые озера, донные осадки, стойкие органические загрязнители, гексахлорбензол, полихлорированные диоксины и фураны

Вопросы обеспечения экологической безопасности арктических экосистем в большой мере связаны с токсичными хлорорганическими соединениями (ХОС), устойчивыми к разложению, способными к биоаккумуляции и глобальному переносу водными и воздушными потоками, которые относятся к стойким органическим загрязнителям (СОЗ). Долговременное применение хлора для производства белой целлюлозы и хлорфенольных препаратов для защиты древесины от биопоражений с целью ресурсосбережения на территориях Архангельской области и Коми РФ – основные источники загрязнения устойчивыми ХОС крупнейших рек Северная Двина и Онега, впадающих в Белое море. Мониторинговые исследования с 1995 г. донных осадков Северной Двины, включая ее притоки, а также дельтовые рукава, устье и устьевое взморье, в условиях изменяющейся антропогенной нагрузки и фактора времени [1, 2] показали, что к настоящему времени основной риск загрязнения водных экосистем приарктических территорий связан с функционированием вторичных источников, сформированных в почвах по типу «горячих точек» от применения в лесопромышленном комплексе технического препарата пентахлорфенолята натрия (ПХФН) в качестве консерванта древесины. Присутствующие в препарате примеси – гексахлорбензол (ГХБ) и полихлорированные диоксины (ПХДД) и фураны (ПХДФ) – относятся к стойким органическим загрязнителям, которые подлежат регулированию в соответствии со Стокгольмской конвенцией о СОЗ, ратифицированной Россией в 2011 г. Пентахлорфенолят натрия, широко применявшийся во всем мире в прошлом [3, 4], все еще представляет угрозу для окружающей среды, требующей глобальных действий согласно решению Комитета по рассмотрению СОЗ Стокгольмской конвенции в 2013 г. [5].

В настоящей работе изложены результаты мониторинговых исследований по изучению формирования загрязнения донных осадков реки Онега

хлорорганическими соединениями под влиянием приоритетного фактора антропогенной нагрузки, связанной с применением ПХФН.

В однорукавном устье реки расположен Онежский ЛДК, крупнейший потребитель ПХФН (30 лет) вплоть до 1987 г. Спустя 12 лет после запрета применения ПХФН в почвах на промплощадке предприятия количества пентахлорфенола (ПХФ) варьировали от 64.8 до 1140 мкг/г в.с.в., распределяясь по глубине до 1 м; гексахлорбензола – от 19.2 до 1700 мкг/г; уровни содержания ПХДД и ПХДФ составляли от 38.7 до 830 мкг/кг в единицах эквивалентной токсичности (I-ТЕQ).

В поверхностных донных осадках ($C_{орг}$ 2.1–2.9%) на приустьевом участке Онеги, на расстоянии 850 км ниже по течению от промплощадки лесозавода, концентрации ПХФ достигали 4.9 мкг/г, а ГХБ – варьировали от 61 до 701 нг/г. Уровни ПХДД и ПХДФ составляли 29.4 и 167.7 нг I-ТЕQ/кг и превышали концентрации этих экотоксикантов в донных осадках устья Северной Двины [1]. В Онежском заливе, на расстоянии 13 км устья реки, в донных осадках обнаружены: пентахлорфенол в количестве 1.6 мкг/г, ГХБ – 53 нг/г, а также ПХДД и ПХДФ – 223 нг I-ТЕQ/кг. В осадках восточного побережья Онежского залива уровень ПХФ варьировал от 0.2 до 1.3 мкг/г с мозаичным распределением в связи с сильными придонными течениями, препятствующими аккумуляции ХОС, при содержании $C_{орг}$ 0.12–0.92%.

Загрязненными в разной степени ХОС оказались и малые озера, расположенные на водосборной площади реки Онега в ее верхнем течении. Мелководные слабопроточные озера с высоким содержанием $C_{орг}$ в донных осадках (до 30.9%) являются эффективными «ловушками» гидрофобных ХОС, поступающих с загрязненных территорий в сорбированном виде на органическом веществе с частицами почвы и пыли ветровыми потокам, а также смывом с водосборных площадей поверхностными и грунтовыми водами.

В 2002 и в 2012 гг., спустя 7 и 17 лет соответственно после прекращения многолетнего применения ПХФН был выполнен целевой анализ почв на промплощадке лесозавода, расположенного на берегу малого озера Нижнее. Выявлено сокращение концентрации ПХФ на 2 порядка в результате «выщелачивания» этого ионогенного соединения из грубодисперсных грунтов с высокой водо- и воздухопроницаемостью. В 2012 г. до 48.6% ПХФ обнаруживалось в почвах в трудноэкстрагируемой (менее биодоступной) фракции, что затрудняет микробильную деградацию и предполагает еще длительное удержание его в почвах. Концентрации ГХБ сократились в 1.7–4.5 раза во всех слоях почвы, но оставались чрезвычайно высокими (74.9–1174 нг/г). Уровни содержания ПХДД и ПХДФ в почвах на участке антисептирования варьировали от 15 до 600 мкг I-ТЕQ/кг. Высокая сорбционная способность и стабильность в природных средах замедляют миграционные процессы СОЗ, благоприятные условия для которых складываются только в бесснежный период года, что способствует их сохранению

в почвах, создавая риск загрязнения окружающей среды на долгую перспективу.

В 2002 г. содержание в почвах ХОС с наибольшим биоаккумуляционным потенциалом ($\log K_{ow} > 5$) по обобщенному параметру $\text{ЭОХ}_{\text{уст}}$ – «экстрагируемый органически связанный хлор» [6] – составляло 22000–322000 мкг/г и практически на 100% было представлено ПХФ и ГХБ с доминирующим вкладом последнего (90.6–98.3%). Через 10 лет уровень $\text{ЭОХ}_{\text{уст}}$ сократился в 1.6–8.4 раза, но ГХБ по-прежнему оставался основным его компонентом при доле от 22.7 до 55.9%. Это предполагает существенный вклад других высокотоксичных липофильных ХОС, возможно, продуктов деградации/трансформации остаточных компонентов ПХФН (рис. 1).

В 2002 г. в осадках по пути транспорта ХОС в Онегу с водными массами из озер Нижнее и Святое через реку Волошка ПХФ и ГХБ обнаруживались в широком диапазоне концентраций – от 0.002 до 0.250 мкг/г и от 2.8 до 120 нг/г, соответственно [6].

В 2012 г. в илстых осадках озера Нижнее обнаруживались высокие количества ПХФ (0.154–0.189 мкг/г), в то время как в осадках устья Северной Двины концентрации пентахлорфенола еще в 2005 г. сократились до 0.001–0.003 мкг/г в зоне влияния лесозаводов. Озерные осадки были сильно загрязнены гексахлорбензолом – от 74 до 730 нг/г; уровень содержания ПХДД и ПХДФ был чрезвычайно высоким, составляя 634.9 нг I-TEQ/кг в осадках возле промплощадки лесозавода.

В составе ЭОХ доля ГХБ достигала 1.1–12.9%, а вклад гексахлорбензола в $\text{ЭОХ}_{\text{уст}}$ варьировал от 5.6 до 30.4% с максимальным значением 89.1%, что указывает на присутствие в озерных осадках других, кроме ГХБ и ПХФ, токсичных ХОС с высокой биоаккумуляционной способностью. Важно отметить, что в озерных осадках устойчивая фракция представляла довольно большую часть ЭОХ ($\log K_{ow} > 3$) – от 38.3 до 48.8% с максимальным значением 77.8%.

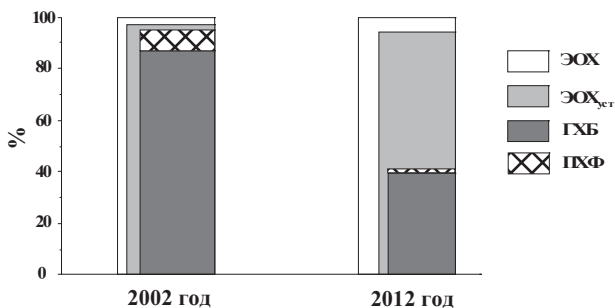
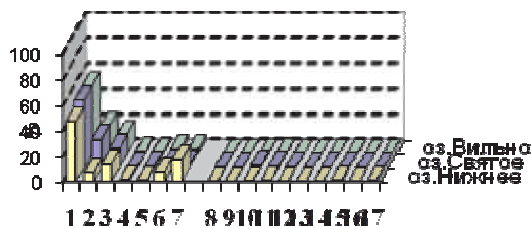


Рисунок 1. Типичное распределение ГХБ и ПХФ в ЭОХ и $\text{ЭОХ}_{\text{уст}}$ в почвах на промплощадке лесозавода



А



Б

Рисунок 2. Нормализованные изомер-специфические профили ПХДД и ПХДФ (в I-ТЕQ): а) в почвах лесозавода, б) в донных осадках малых озер 2,3,7,8 – хлорзамещенные диоксины и фураны

1 – 2,3,7,8-тетрахлордibenзо-*p*-диоксин; 2 – 1,2,3,7,8-пентахлордibenзо-*p*-диоксин; 3 – 1,2,3,4,7,8-гексахлордibenзо-*p*-диоксин; 4 – 1,2,3,6,7,8-гексахлордibenзо-*p*-диоксин; 5 – 1,2,3,7,8,9-гексахлордibenзо-*p*-диоксин; 6 – 1,2,3,4,6,7,8-гептахлордibenзо-*p*-диоксин; 7 – октахлордibenзо-*p*-диоксин; 8 – 2,3,7,8-тетрахлордibenзофуран; 9 – 1,2,3,7,8-пентахлордibenзофуран; 10 – 2,3,4,7,8-пентахлордibenзофуран; 11 – 1,2,3,4,7,8-гексахлордibenзофуран; 12 – 1,2,3,6,7,8-гексахлордibenзофуран; 13 – 1,2,3,7,8,9-гексахлордibenзофуран; 14 – 2,3,4,6,7,8-гексахлордibenзофуран; 15 – 1,2,3,4,6,7,8-гептахлордibenзофуран; 16 – 1,2,3,4,7,8,9-гептахлордibenзофуран; 17 – октахлордibenзофуран

В малых озерах Святое и Вильно, не подверженных прямой антропогенной нагрузке, в 2013 г. гексахлорбензол, полихлорированные диоксины и фураны были обнаружены во всех отобранных пробах осадков. В озере Святое уровень содержания ГХБ составлял 3.3–29.5 нг/г при вкладе в ЭОХ_{уст} от 0.1 до 5.9%. В осадках озера Вильно концентрации ГХБ варьировали от 4.1 до 12.6 нг/г, составляя от 0.5 до 10.7% в ЭОХ_{уст}. Выявлены высокие концентрации полихлорированных диоксинов и фуранов, аккумулированных в озерных осадках, составляющие 18.6–36.3 нг I-ТЕQ/кг.

При идентичности конгенерных профилей ПХДД и ПХДФ в почвах лесозаводов и в донных осадках реки Онега и исследованных малых озер по суммарному вкладу в общую эквивалентную токсичность (88.9–95.4%) доминировали три конгенера ПХДД – 2,3,7,8-тетра-, 1,2,3,7,8-пента- и 1,2,3,4,7,8-гексахлордibenзо-*p*-диоксины, отражающие “fingerprint” отечественного препарата пентахлорфенолята натрия (рис. 2).

Таким образом, формирование загрязнения устойчивыми хлорорганическими соединениями бассейна реки Онега происходило в прошлом в период интенсивного применения препарата ПХФН и продолжается в настоящее время от вторичных источников на территориях, загрязненных остаточными количествами ПХФН; сохраняется риск переноса устойчивых ХОС в арктические экосистемы водным и воздушным путями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Троянская А.Ф. Полихлорированные дибензо-*n*-диоксины и дибензофураны в донных осадках многоукавного устья Северной Двины // Геология морей и океанов. Матер. XVIII Междунар. научн. конф. (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. III. С. 253–256.
2. Троянская А.Ф., Вельямидова А.В. Стойкие органические загрязнители в донных осадках устья Северной Двины и Двинского залива Белого моря // Геология морей и океанов. Матер. XIX Междунар. научн. конф. (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т. III. С. 277–281.
3. Weber R., Gaus C., Tysklind M. et al. Dioxin- and POP-contaminated sites – contemporary and future relevance and challenges: overview on background, aims and scope of series // Environ. Sci. Pollut. Res. 2008. V. 15. P. 363–393.
4. Tysklind M. et al. Chlorophenol sites in Sweden – a major dioxin reservoir with complex contamination pattern // Organohalogen Compounds, 2006. V. 68. P. 895–898.
5. Стокгольмская конвенция о стойких органических загрязнителях с поправками, внесенными в 2009 году. Текст и приложения // UNEP Chemicals, 2001. 64 с. URL: <http://chm.pops.int/TheConvention/Overview/TextoftheConvention/tabid/2232/Default.aspx>.
6. DIN 38414 (Teil 17). Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung. Schlamm und Sedimente (Gruppe S). Bestimmung von ausblasbaren und extrahierbaren, organisch gebundenen Halogenen (S 17). Normenausschuß Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e.V. November 1989. 12 p.
7. Троянская А.Ф., Вельямидова А.В. Современное состояние донных осадков бассейна реки Онеги по загрязнению хлорорганическими соединениями // Лесной журнал. 2009. № 2. С. 111–119.

The formation of pollution of the Onega river basin by sustainable organochlorine compounds occurred in the period of intensive use of PCPNa and continues to take place nowadays from secondary sources in the territories, contaminated by residual quantities of PCPNa. The risk of transport of sustainable organochlorine compounds to the Arctic ecosystems by means of air and water is remaining.

Чугайнова В.А., Македонская И.Ю.

(Северный филиал Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича, Архангельск.

E-mail: v4ug@mail.ru)

Первичная продукция и пигментный состав фитопланктона в Чешской и Печорской губах Баренцева моря

Chugaynova V.A., Makedonskaya I.Y.

(Northern branch of Polar research institute of marine fisheries and oceanography, Arkhangelsk)

Primary production and pigment composition of phytoplankton in the Czech and Pechora bays of the Barents Sea

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофиллы, фитопланктон, распределение, Чешская губа, Печорская губа

Несмотря на огромное значение эстуарных районов Баренцева моря в хозяйстве страны, они исследовались недостаточно, особенно в плане первичной продуктивности, которая представляет собой основной регулятор эффективности воспроизводства сырьевых ресурсов. Комплексные экологические исследования Чешской и Печорской губ Баренцева моря проводились в конце августа – начале сентября с 2001 по 2008 гг. на 6 станциях в каждой губе (рис. 1).



Рисунок 1. Карта-схема расположения станций в Чешской и Печорской губах Баренцева моря.

Первичная продукция определялась объемным методом Винклера в его кислородной модификации. Слянки экспонировались в условиях *in situ* или в палубном инкубаторе с часто сменяемой водой в течение суток. Пробы для количественного и качественного анализа фитопланктона и на его

пигментный состав отбирались с поверхностного горизонта [1]. Концентрацию хлорофиллов "а", "в" и "с" вычисляли по формулам Джеффри и Хамфри [2].

Первичная продукция биоценозов лежит в основе всей трофической структуры общества. Основным продуцентом органического вещества в океане является фитопланктон. Биосинтез первичного органического вещества в морях осуществляется с неизменным участием пигментов фитопланктона. Для осуществления процесса фотосинтеза наиболее важен хлорофилл "а". Участие в фотосинтезе других пигментов весьма важно при поглощении энергии солнечного света и передаче ее системе основных реакций фотосинтеза, в которых необходимо участие хлорофилла "а" [3].

Расположение в высоких широтах обуславливает наличие особенности, значительно влияющей на распределение гидробиохимических характеристик – большой изменчивости освещенности поверхности моря по сезонам. Это обуславливает значительную изменчивость в фотосинтетической деятельности планктона, от которой зависит распределение большинства гидробиохимических характеристик в верхнем деятельном слое воды. Воздействие стока крупных рек, таких как Пеша, Ома в Чешской губе, Печора в Печорской, является одним из основных факторов, определяющих гидробиохимический режим губ и прилегающей к ним акватории Баренцева моря [4].

В целом за весь период исследований первичная продукция, измеренная скляночным кислородным методом, составляла в Чешской губе в среднем $55.62 \text{ мгС/м}^3/\text{сут}$, при большой вариабельности – от 11 до $150 \text{ мгС/м}^3/\text{сут}$. В Печорской губе – $268.75 \text{ мгС/м}^3/\text{сут}$. (при вариабельности $37\text{--}1215 \text{ мгС/м}^3/\text{сут}$). При пересчете этих значений в интегральные для столба воды величины продукции [5] получаются величины $545 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$ (при вариабельности $120\text{--}1050 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$) в Чешской губе и $778 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$ (при вариабельности $32\text{--}3836 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$) в Печорской губе. Необходимо отметить, что распределение по акватории носит пятнистый характер, показывая максимум в Чешской губе в районе воздействия р. Пешы, в Печорской – в кутовой части залива (рис. 2). Несмотря на низкую прозрачность (0.5–6 м в Чешской губе, 0.5–3 м в Печорской), постоянное поступление питательных веществ со стоком рек поддерживает высокий уровень продуктивности в течение всего безледного периода во всей толще воды.

Следует отметить, что межгодовые величины первичной продуктивности планктона могут значительно отличаться в зависимости от климатических условий конкретного года. Так в начале сентября 2003 г. первичная продуктивность Печорской губы в среднем составляла $1239 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$ (при вариабельности $120\text{--}3826$), что сопоставимо с весенними показателями, а в 2004 г. в тот же период – $317 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$ (при вариабельности $32\text{--}645$).

Определение фотосинтетических пигментов планктона – неотъемлемая часть современных гидробиологических исследований. Наибольшее внимание уделяется основному компоненту фотосинтетического аппарата –

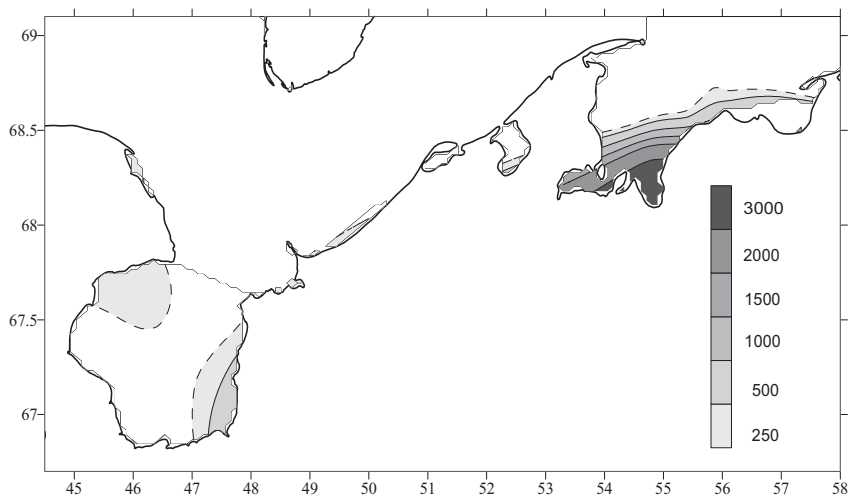


Рисунок 2. Распределение первичной продукции ($\text{мгС}/\text{м}^2/\text{сут}$) на акватории Чешской и Печорской губ.

хлорофиллу "а", который рассматривают как универсальный эколого-физиологический показатель обилия и продукционных возможностей фитопланктона, отражающий его пространственное распределение и сезонную динамику. Изучение количественных соотношений между различными пигментами фитопланктона позволяют судить о преобладании той или иной группы водорослей в морской воде. Так, основную массу морского фитопланктона составляют диатомовые и перидиниевые водоросли, которые содержат хлорофиллы "а" и "с". Определение даже небольшого количества хлорофилла "b" указывает на развитие мелких жгутиковых (зеленых) и синезеленых водорослей.

Соотношения между пигментами водорослей характеризуют также физиологическое состояние популяции фитопланктона. Так, например, высокое содержание хлорофилла "а" свидетельствует об интенсивной фотосинтетической деятельности фитопланктона, а уменьшение его содержания и повышение количества хлорофилла "с" указывает на затухание развития фитопланктонного сообщества.

Распределение биомассы и хлорофилла "а" фитопланктона в Печорской губе за весь период исследований было неравномерным и их концентрации изменялись соответственно от 273 до 2519 $\text{мг}/\text{л}$ от 0.69 до 6.30 $\text{мг}/\text{л}$. В Чешской губе эти показатели были несколько ниже: биомасса – от 131 до 1500 $\text{мг}/\text{л}$, концентрация хлорофилла "а" – от 0.33 до 2.01 $\text{мг}/\text{л}$. Концентрация суммы хлорофиллов фитопланктона изменялась от 0.43 $\text{мг}/\text{л}$ до 8.96 $\text{мг}/\text{л}$ в Печорской губе и от 0.53 $\text{мг}/\text{л}$ до 3.11 $\text{мг}/\text{л}$ в Чешской губе.

Такой диапазон концентраций фотосинтетических пигментов отражает неоднородность распределения планктонных водорослей по акваториям губ.

Аналогично распределению по акватории первичной продукции изменялось и распределение хлорофилла. Максимальные концентрации хлорофилла "а" и биомассы фитопланктона в Печорской губе были зарегистрированы на прибрежной станции в районе стокового течения и составили, соответственно, 4.228 и 1691.2 мкг/л, а минимальные – на станции, наиболее удаленной от берега, 0.874 и 349.6 мкг/л, соответственно. В Чешской губе эти величины были гораздо ниже: максимальные также в районе стокового течения: хлорофилл "а" – 1.608 мкг/л и биомасса фитопланктона – 643.2 мкг/л и минимальные – 0.466 и 186.4 мкг/л соответственно (рис. 3). Характерное для исследуемых губ Баренцева моря пятнистое распределение как биомассы, так и пигментов фитопланктона, очевидно, было вызвано гидродинамическими условиями данных районов.

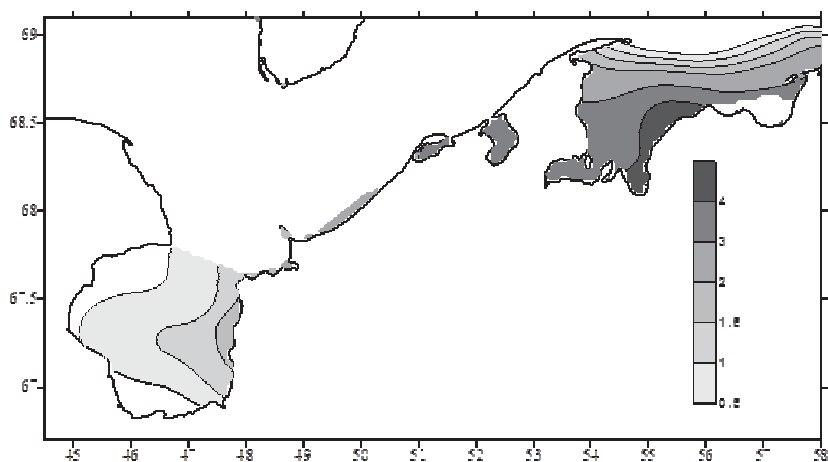


Рисунок 3. Распределение хлорофилла «а» (мкг/л) на акваториях Чешской и Печорской губ

Изменения дополнительных пигментов (хлорофилла "b" и "c") были незначительны. Хлорофилл "b", присутствующий в хлоропластах зеленых водорослей, был отмечен в меньших количествах, чем хлорофилл "c", который содержится в клетках диатомовых, динофитовых и золотистых водорослей, что связано с преобладанием диатомовых водорослей в фитопланктоне губ. Содержание каротиноидов также изменялось незначительно.

В целом фитопланктон Печорской губы в период исследований характеризовался высокими концентрациями хлорофилла "а" и достаточно богатым видовым составом (43 вида) с преобладанием диатомовых водорослей:

Skeletonema costatum, *Nitzschia longissima*, *Nitzschia closterium*, *Nitzschia seriata*, *Thalassinema nitzschioides*, *Asterionella formosa*, *Asterionella cariana*, *Gyrosigma fasciola* и другие. В Чешской же губе концентрации хлорофилла "а" обычно ниже, чем в Печорской губе, там было обнаружено 24 вида микроводорослей также с преобладанием диатомовых (*Nitzschia longissima*, *Biddulphia aurita*, *Coscinodiscus lacustris*, *Thalassiosira gravida*, *Thalassiosira nordenskioldii*), но с достаточно большой встречаемостью *Phaeocystis pouchetti* из золотистых.

В результате проведенных исследований получены данные по первичной продуктивности и содержанию хлорофиллов в Чешской и Печорской губах, которые характеризуются высоким, по сравнению с открытой акваторией Баренцева моря, содержанием этих показателей во всей водной толще. Высокий уровень продукции в отдельные годы соизмерим с наиболее продуктивными районами Мирового океана, такими, например, как зоны апвеллингов [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по методам биологического анализа морской воды и донных отложений. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 100–105.
2. Jeffrey S.W., Humphrey G.F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochem. und Physiol. Pflanz.* 1975. Bd. 167. № 2. P. 191–194.
3. Франк Н.А. Изучение распределения фитопланктона оптическими методами. Новосибирск: Наука, 1988. С. 18–23.
4. Печорское море. Системные исследования / Под ред. Е.А. Романкевича и др./ М., 2003. 486 с.
5. Алимов А.Ф. Введение в продукционную гидробиологию. Л.: Гидрометеиздат, 1989 г. 151 с.
6. Кузнецов Л.Л., Шошина Е.В. Фитоценозы Баренцева моря. Физиологические и структурные характеристики. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. 308 с.

Data on primary productivity and chlorophyll content in Czech and Pechora bays, which are characterized by high, compared to open water areas of the Barents Sea, the content of the indicators throughout the water column. A high level of production in some years is comparable to the most productive regions of the ocean, such as areas of upwelling.

Шульга Н.А., Дроздова А.Н., Пересыпкин В.И.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: nash.ocean@gmail.com)

**Железомарганцевые конкреции Карского моря:
органическое вещество и рудные элементы**

Shulga N., Drozdova N., Peresyppkin V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Ferromanganese nodules of the Kara Sea (Arctic region):
correlation between organic matter and Mn/Fe ratio**

Ключевые слова: железомарганцевые конкреции, органическое вещество, рудные элементы, Карское море.

Залежи железомарганцевых конкреций Арктического шельфа рассматриваются в настоящее время как потенциальный источник целого ряда стратегически важных металлов.

Целью данной работы является изучение состава и генезиса органического вещества (ОВ) и выявление взаимосвязей с основными рудообразующими элементами железомарганцевых конкреций (ЖМК).

Объектом исследования послужили образцы ЖМК, отобранные в северо-восточной части Карского моря в 125 рейсе НИС “Профессор Штокман” (рис.1). Карское море – краевое море Арктического бассейна с интенсивной разгрузкой рек Обь ($404 \text{ км}^3/\text{г}$) и Енисей ($620 \text{ км}^3/\text{г}$) и высокой скоростью седиментации ($0.12 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$) [1].

Образцы конкреций были подняты с четырех станций с глубин 50-110 метров. В данном районе Карского моря ЖМК были обнаружены впервые.

ЖМК подразделяются на три морфологических типа: дискоидальные, плитчатые и чашеобразные. Цвет поверхности не зависит от формы и размера конкреций и варьируется от светло-оранжевого (оксиды железа) до черного (оксигидроксиды марганца). Диаметр образцов составляет от 5 до 15 см.

В результате геохимического исследования определено содержание 45 элементов, включая макроэлементы (Mn и Fe), микроэлементы, наибольший интерес из которых представляют Ni, Co, и Cu, Mo, Ag, Au, Cd, Bi, Te, Tl, и Pt и РЗЭ.

Основные рудные элементы марганец и железо содержатся в концентрациях $2.0 \div 26.5 \text{ мас. \%}$ и $4.1 \div 25.4 \text{ мас. \%}$ соответственно. Данные элементного состава изученных образцов ЖМК сопоставимы с результатами, опубликованными в работе [2] по конкрециям других районов Карского моря. Однако для изучаемых образцов выявлено сравнительное обогащение по содержанию такими основными рудными элементами, как никель,

медь, кобальт, цинк ($\text{Co}+\text{Cu}+\text{Ni} = 150.1 \div 889.3$ г/т). Для образцов ст. 28 и 29, наиболее близко расположенных к континенту (рис. 1), установлено также значительное обогащение молибденом (555 и 646 г/т, соответственно). Содержание редких металлов Y и Zr в образцах варьируется несильно, и составляет в среднем 34.0 и 62.7 г/т, соответственно, что несколько ниже аналогичных показателей, полученных Батуриным для конкреций из желоба Святой Анны, Юго-западной равнины и Южной мелководной равнины [2]. Суммарное содержание 14 редкоземельных элементов в образцах составляет $116.2 \div 247.2$ г/т.

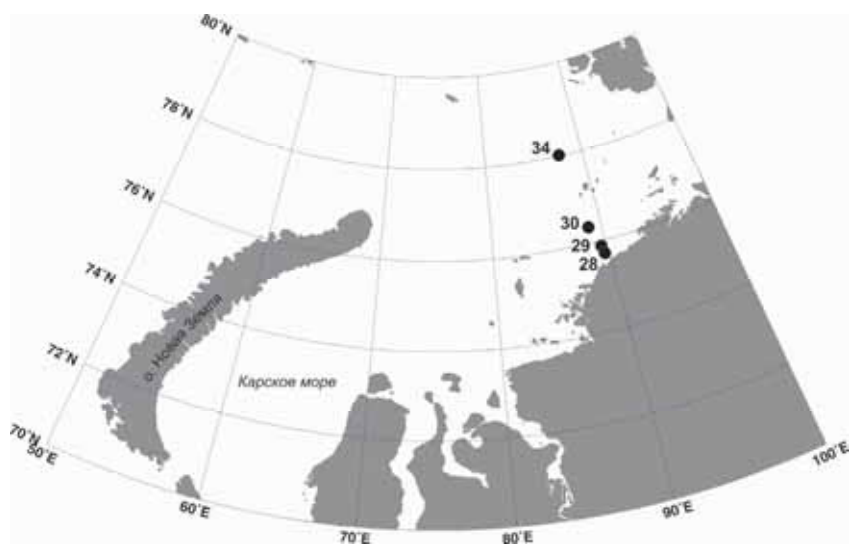


Рисунок 1. Карта-схема расположения станций отбора образцов ЖМК.

Величина $S_{\text{орг}}$ в проанализированных образцах ЖМК составляет в среднем 0.66 % и варьирует в пределах 0.39-1.06 %. Неравномерное распределение концентраций $S_{\text{орг}}$ также характерно для осадков Карского моря [3]. Во всех изученных образцах ЖМК установлено наличие н-алканов $\text{C}_{12}-\text{C}_{33}$, концентрация составляет $0.19 \div 8.05$ мкг/г сухого вещества.

Для изученных 16 образцов ЖМК была проведена корреляция геохимических данных со значениями органо-геохимических индексов. Наиболее сильная зависимость была обнаружена между основным источником ОВ и отношением Mn/Fe. Установлено, что в образцах, обогащенных марганцем ($\text{Mn}/\text{Fe} = 2.38$ в среднем), преобладающий вклад в состав ОВ связан с терригенной органикой (рис. 2а), в то время как в железистых образцах ($\text{Mn}/\text{Fe} = 0.20$ в среднем), ОВ преимущественно морского биогенного происхождения (рис. 2б).

Учитывая слоистую структуру конкреций и их минералогическую неоднородность, был проведен сравнительный анализ состава ОБ верхних рудных оболочек образца конкреции со ст. 28 (рис. 1). Анализ хроматограмм показал сходство в составе n-алканов, но различное групповое распределение углеводородов. Так, для рудной оболочки, обогащенной железом (17.8 %, Mn/Fe = 0.11), выявлено доминирование ОБ автохтонного происхождения ($\Sigma C_{12-22}/\Sigma C_{23-35} = 1.1$), а наличие неразделенного “горба” нафтаеновых углеводородов на хроматограмме указывает на идущие процессы биодеградаци.

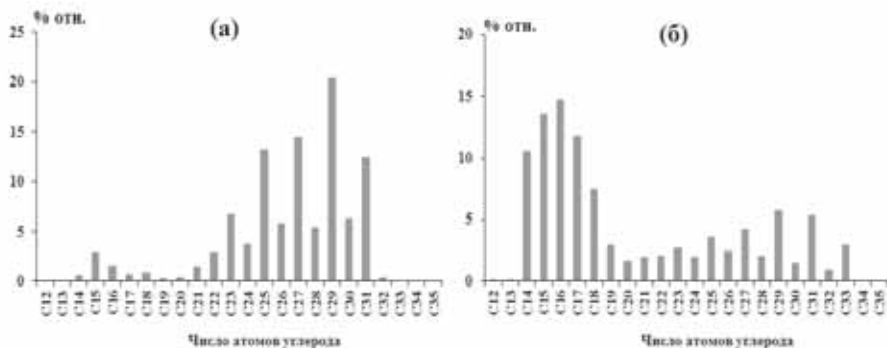


Рисунок 2. Распределения n-алканов в образцах ЖМК в зависимости от выявленного типа ОБ.

Для рудной оболочки, обогащенной марганцем (25.9 %, Mn/Fe = 6.33), наблюдается превалирующая роль наземной растительности в составе ОБ ($\Sigma C_{12-22}/\Sigma C_{23-35} = 0.16$) наряду с высоким содержанием бактериальной продукции (33.2 %), связанной с деятельностью Mn-окисляющих бактерий. Вероятно, выявленные различия связаны с изменением во времени условий залегания конкреций и степенью участия микроорганизмов в процессах трансформации ОБ.

Общим для всех изученных образцов является низкая степень биодеградаци ОБ ($Pt/C_{17} = 0.31$, $Ph/C_{18} = 0.5$ в среднем), связанная с особыми условиями консерваци ОБ по мере роста исследованных конкреций. Изменчивость состава и распределения углеводородов в исследованных конкрециях не зависит от места отбора проб и их морфологии. Изменение состава УВ в железомарганцевых конкрециях на границе вода – осадок схоже с изменением состава УВ в осадке [4], однако обогащение верхнего слоя конкреций автохтонным ОБ сильнее выражено.

Одновременное рассмотрение состава и распределения n-алканов и содержания металлов в ЖМК позволило показать связь основного источника

поступления ОВ с главными рудными элементами железомарганцевых конкреций северо-восточной части Карского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта МК-5786.2014.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stein R., Fahl K. (Eds.) Siberian river run-off in the Kara Sea. Characterization, quantification, variability and environmental significance. 2003. 488 p.
2. Батурин Г.Н. Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря //Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–161.
3. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в Арктических морях. М.: Наука, 2001. 302 с.
4. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море //Океанология. 2013. Т. 53. 5. С. 643–679.

Organic matter and metal composition were analyzed in the samples of ferromanganese nodules collected from the NE part of the Kara Sea during the 125th cruise of R/V "Professor Shtockman" in October 2013. Organic matter of Fe-Mn nodules was found to be immature and low-biodegraded. Composition of n-alkanes is independent of morphology, structure and location of the nodules. Comparing to other Arctic shelf seas the content of macro-, micro- and REE elements in the Kara Sea nodules is higher. For the first time it was demonstrated a correlation between the dominant source of OM and Mn/Fe ratio (marine OM prevail when $Mn/Fe < 1$, terrestrial OM - $Mn/Fe > 1$).

Yakushev E.V.^{1,2}, Yakubov Sh.Kh.², Protsenko E.V.²

(¹Norwegian Institute for Water Research, Gaustadallen 21, 0345 Oslo, Norway, e-mail: eva@niva.no, ²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia)

Modeling influence of seasonal anoxia on the sediment/water interface biogeochemistry and transformation of radionuclides

Якушев Е.В.^{1,2}, Якубов Ш.Х.², Проценко Е.В.²

(¹Норвежский институт водных исследований, г. Осло, e-mail: eva@niva.no;
²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия)

Моделирование влияния сезонной аноксии на биогеохимию границы вода-дно и трансформацию радионуклидов

Key words: modeling, biogeochemistry, anoxia, radionuclides, cesium

Interaction between the seawater and the sediments plays an important role in the global biogeochemical cycling. The benthic fluxes of chemical elements affect directly the acidification characteristics (i.e. pH and carbonate saturation) and also determine the functionality of the benthic and pelagic ecosystems. Oxygen depletion is a serious environmental issue in the oceans, as well as in coastal zones throughout the world [1]. Fluxes of nutrients (O, C, P, N), redox metals (Mn, Fe), change magnitude and even direction in case of changes of redox conditions from oxic to suboxic and anoxic. The biogeochemistry and bioremediation of the priority radionuclides are connected with the redox conditions changes [2].

In many regions redox state of the near bottom layer can oscillate in connection with supply of organic matter (OM), physical regime and coastal discharge influence. The goal of this work was to apply a model for analysis of changes occurring due to seasonal oscillations of redox conditions and simulate processes of transformation of radioactive elements.

We use a 1-dimensional C-N-P-Si-O-S-Mn-Fe vertical transport-reaction Bottom RedOx Model (BROM) describing transport in the sediments, bottom boundary layers (BBL) and the water column coupled with biogeochemical block simulating changeable redox conditions, and the carbonate system processes block [4]. In BROM we parameterize OM formation and decay, reduction and oxidation of species of nitrogen, sulfur, manganese, iron, and the transformation of phosphorus, silicate and carbon species. BROM includes a simplified ecological model with phytoplankton, heterotrophic organisms, aerobic autotrophic and heterotrophic bacteria, anaerobic autotrophic and heterotrophic bacteria (Fig. 1). BROM is coupled to FAMB [3] as a transport model and biogeochemical model. The model's domain includes the water column, the BBL and the upper layer of the sediments.

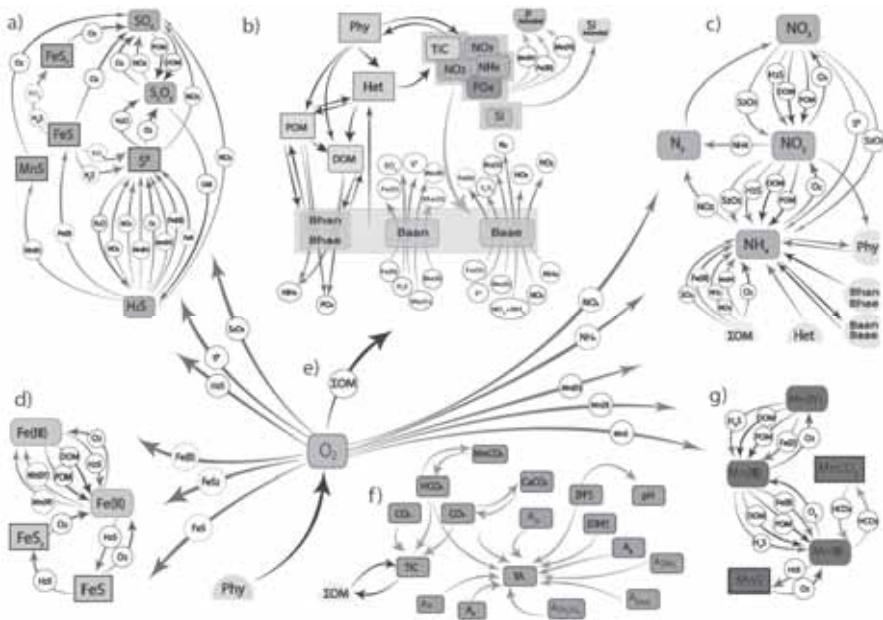


Figure 1. Flow-chart schemes of DOM transformation of S (a), P (b), N (c), Fe (d), O (e), C (f), Mn (g) and ecosystem processes (b) in model BROM.

The model shows a possibility of periodic replacement of oxic conditions with anoxic, that leads to changes in the distributions of the parameters and their fluxes. The seasonality in production and destruction of OM together with the mixing seasonality lead to a vertical displacement of the oxic/anoxic interface from the sediments in winter to the water in summer. This affects distribution of sulfur species, nutrients (N and P), redox metals (Mn and Fe) and carbonate system parameters. Bacteria play a significant role in the fate of OM due to chemosynthesis (autotrophs) and consumption of DOM (heterotrophs). In particular, model reproduce a n increase of pH in below the sediment/water interface connected with CO_2 consumption for chemosynthesis.

We parameterized processes of ^{137}Cs decay, partitioning with particulate, particulate and dissolved organic matter, that allowed to model the ^{137}Cs transport with diffusion and sinking.

The calculations performed (Fig. 2) show an enrichment of the bottom water with ^{137}Cs during anoxia, following by its penetration to the upper water column during the winter mixing. Synthesis of organic matter during the warm season and its sinking toward the bottom serve as a biological pump to the sediments. Late summer bottom anoxia releases ^{137}Cs to dissolved form that becomes avail-

able in the water column again. This mechanism results in seasonality in ^{137}Cs water concentrations on top on general trend of its decay.

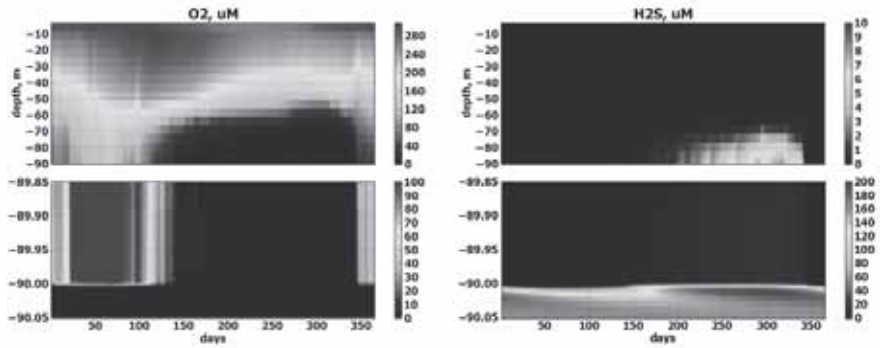


Figure 2. Modelled seasonal variability of dissolved oxygen (left) and hydrogen sulphide (right) in the water column and upper 5 cms of the sediment. Sediment-water boundary is positioned at 90 m depth.

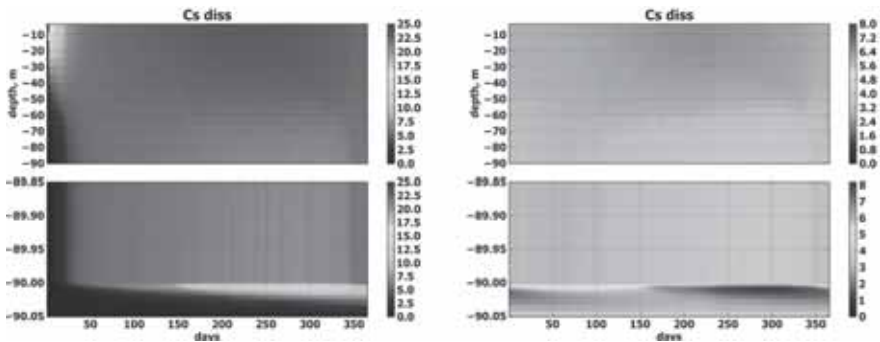


Figure 3. Modelled seasonal variability of dissolved Cs-137 in the water column and upper 5 cms of the sediment during the 1st year (left column) and the 30th year (right column) from the initial conditions (100 % in the surface model grid cell).

Acknowledgements. This work was supported by the Research Council of Norway through its Centers of Excellence funding scheme, project number 223268/F50 (CERAD), EEA CO2MARINE, Norwegian Research Council project no. 236658 ('New knowledge on sea deposits' NYKOS).

REFERENCES

1. Diaz R.J., Rosenberg R. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems // *Science*. 2008. V. 321. P. 926–929. doi:10.1126/science.1156401
2. Newsome L., Morris K., Lloyd J.R. The biogeochemistry and bioremediation of uranium and other priority radionuclides // *Chemical Geology*. 2014. V. 363. P. 164–184.
3. Bruggeman J., Bolding K. A general framework for aquatic biogeochemical models. *Environ. Model.Softw.* 2014. doi:10.1016/j.envsoft.2014.04.002
4. Yakushev E.V., Protsenko E.A., Bruggeman J. Bottom RedOx Model (BROM) general description and application for seasonal anoxia simulations. NIVA Rapport 6758-2014. 2014. ISBN 978-82-577-6493-7. (<http://brage.bibsys.no/xmlui/handle/11250/273802>)

Биогеохимическая O-N-P-S-C-Fe-Mn-Si модель BROM (Bottom Red Ox Model), учитывающая трансформацию вещества в водной толще, придонном погранслое и в верхнем слое донных осадков [4], была применена для анализа изменения биогеохимических параметров и трансформации радионуклидов (на примере цезия), происходящих при смене редокс условий на границе вода-дно.

СИМПОЗИУМ
и.м. Н.А. АЙБУЛАТОВА
«ГЕОЭКОЛОГИЯ, ЗАГРЯЗНЕНИЕ
МИРОВОГО ОКЕАНА, НОВЫЕ
МЕТОДЫ ЧЕТЫРЕХМЕРНОГО
МОНИТОРИНГА»

N.A. AIBULATOV MEMORIAL
SYMPOSIUM “GEOECOLOGY,
POLLUTION OF THE WORLD-O-
CEAN, NEW METHODS OF FOUR-
DIMENSIONAL MONITORING”

Бадюков Д.Д.¹, Бадюков И.Д.²

(¹Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: danilab49@mail.ru; ²ООО «Красноярскгазпром нефтегазпроект»)

Комплекс природоохранных мер при морских инженерных изысканиях

Badyukov D.D.¹, Badyukov I.D.²

(¹Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Krasnoyarskgazprom Neftegazproekt")

The complex of environmental measures in the marine engineering surveys

Ключевые слова: инженерные изыскания, оценка воздействия, нормативы, природоохранные меры, экологическая экспертиза

Комплексные морские инженерные изыскания лежат в основе практически любой намечаемой хозяйственной деятельности как на суше, так и в морских водах, за исключением, пожалуй, только торгового мореплавания и рыболовства. Обязательность их выполнения закреплена нормативными правовыми актами, регулирующими отношения в области градостроительной деятельности, и продиктована в первую очередь необходимостью получения данных о природных условиях и особенностях морской акватории, достаточных для определения и обоснования возможности реализации деятельности в пределах морской акватории, намеченной к освоению.

Таким образом, с момента формирования хозяйствующим субъектом конечных целей работ и путей их достижения, переход к выполнению комплексных морских инженерных изысканий является первичным этапом антропогенного вторжения в морскую среду.

Основополагающим документом, определяющим виды, объемы, способы и сроки проведения инженерных изысканий является «Программа на выполнение комплексных морских инженерных изысканий», разрабатываемая по заданию хозяйствующего субъекта специализированной проектной организацией. Проектная организация в свою очередь должна обеспечить нахождение намечаемых технических решений по выполнению морских изысканий в правовом поле нормативных документов Российской Федерации и международных договоров, определяющих, в числе прочего, основные принципы защиты и сохранения морской среды.

Здесь, прежде всего, следует выделить Конвенцию ООН по морскому праву, принятую в 1982 году и ратифицированную Российской Федерацией в 1997 году, где охране морской среды посвящена часть XII «Защита и сохранение морской среды», Конвенцию по предотвращению загрязнения с судов (МАРПОЛ 73/78) (была ратифицирована СССР в 1983 г., вступила в

силу в 1984 г., а с 1991 г. членство СССР продолжено РФ), направленную на предотвращение загрязнения морской среды вредными веществами или стоками, содержащими такие вещества путем их сброса с судов. Последняя конвенция регламентирует порядок обращения со всеми образующимися в процессе «жизнедеятельности» судов загрязняющими веществами, предъявляет требования к наличию и условиям применения на кораблях оборудования, призванного предотвратить загрязнение морской среды, такого как: объемов танков (цистерн/баков) для накопления сточных вод, рассчитанных из условия максимально возможного образования таковых за весь период автономности судна; опреснительные установки; установки по сжиганию мусора (инсинераторы); оборудования по очистке нефтезагрязненных (ляльных) вод, неизбежно образующихся в процессе эксплуатации судна; очистные сооружения хозяйственно-бытовых и фекальных сточных вод. При выполнении комплексных морских инженерных изысканий деятельность судов является одним из основных источников негативного воздействия на окружающую среду и морские воды в частности. В связи с этим, обеспечение соответствия намечаемой деятельности требованиям МАРПОЛ 73/78, подбор к выполнению работ плавсредств, оснащенных необходимым оборудованием, имеющим сертификаты освидетельствования на соответствие требованиям Конвенции, является фактически основной задачей проектной организации, отвечающей за разработку «Программы морских изысканий».

Кроме того, проектной организацией должны быть выполнены расчеты объемов всех видов загрязняющих веществ, образование которых возможно в период выполнения работ. Сюда относятся: все виды возможных стоков, начиная от образующегося на опреснительной установке рассола и технической воды, использованной на охлаждение силовых установок судна и заканчивая хозяйственно-бытовыми и фекальными стоками; отходы производства и потребления, от нефтешлама, образующегося на очистных сооружениях ляльных вод, и до отработанного масла от приготовления пищи на камбузе; выбросы загрязняющих веществ, начиная от выделения при лакокрасочных и сварочных работах (при выполнении таковых) и заканчивая выбросами от основных двигателей судна.

На основании полученных данных о видах, объемах и количестве загрязняющих веществ разрабатываются мероприятия по исключению их попадания/проникновения в окружающую среду. Так, основные мероприятия по охране атмосферного воздуха направлены на снижение выбросов загрязняющих веществ в атмосферу за счет использования горючего, соответствующего требованиям ГОСТ, а также оптимизации сроков работ судна на полной мощности; мероприятия по обращению с отходами сводятся к учету на судне всех видов отходов, отдельный их сбор и предотвращение потери ими свойств вторичного сырья в результате неправильного сбора и хранения; недопущения попадания их в окружающую среду без соответ-

вующего обезвреживания; мероприятия по защите морских вод сводятся к контролю наличия на судне оборудования по сбору и обезвреживанию загрязненных льяльных, сточных, промывочных вод, контролю факта передачи запрещенных к сбросу сточных вод на специальные портовые сооружения, а также организации контроля за содержанием загрязняющих веществ в морской воде с целью выявления непреднамеренных утечек с судов и других технических средств при проведении изысканий.

Основными среди нормативных документов, регламентирующих требования к природоохранным мероприятиям, являются: Федеральный закон №7-ФЗ «Об охране окружающей среды» - основополагающий документ в сфере природоохранного законодательства, развивающий конституционные положения в этой области и определяющий принципы и подходы к охране окружающей среды; Федеральный закон №89-ФЗ «Об отходах производства и потребления», который определяет основы регулирования правоотношений в области обращения с отходами производства и потребления в целях предотвращения их вредного воздействия на здоровье человека и окружающую природную среду, устанавливает требования при обращении с отходами; Федеральный закон №96-ФЗ «Об охране атмосферного воздуха», устанавливающий правовые основы регулирования отношений в области охраны атмосферного воздуха. Водный кодекс Российской Федерации №74-ФЗ – основной документ, регулирующий отношения в области водного законодательства и устанавливающий приоритет охраны водных объектов перед их использованием; Федеральные законы №155-ФЗ «О внутренних морских водах, территориальном море и прилегающей зоне Российской Федерации», №187-ФЗ «О континентальном шельфе Российской Федерации» и №191-ФЗ «Об исключительной экономической зоне РФ» устанавливают статус и правовой режим внутренних морских вод, территориального моря, прилегающей зоны и континентального шельфа Российской Федерации, а также основные принципы охраны морской среды и рационального использования природных ресурсов.

Помимо деятельности судов при выполнении морских изысканий не менее серьезным фактором негативного воздействия на окружающую среду являются непосредственно работы по исследованию природных условий морской акватории.

Некоторые используемые методы при выполнении комплексных морских инженерных изысканий, а именно – изучение строения и свойств верхней части геологического разреза методами бурения и сейсмического профилирования, оказывают существенное негативное влияние на морскую среду и ее обитателей.

Учитывая невозможность отказа от выполнения указанных работ и отсутствие альтернативных методов изучения, задачей проектной организации представляется разработка мероприятий, выполнение которых свело бы к минимуму возможное негативное воздействие на компоненты окру-

жающей среды. К ним относятся: обязательность применения при выполнении буровых работ обсадных колонн с предварительной изоляцией устья скважины от притока воды, обеспечивающих минимальное взмучивание донных отложений и незначительное распространение взвешенных веществ в водной среде, а также запрет на использование растворов с активными химическими реагентами (соли тяжелых металлов, щелочные соединения, кислоты и пр.) при проходке скважин. При проведении сейсмической съемки высокого разрешения (сейсмоакустическое профилирование), где главный источник негативного воздействия – значительный акустический фактор, применяется процедура «мягкого старта», когда акустический источник выводится на заданную мощность постепенно в течение, как минимум, 30 минут. Это позволяет морским обитателям заблаговременно покинуть зону акустического дискомфорта.

На следующем этапе разработки «Программы комплексных инженерных изысканий», содержащей материалы оценки воздействия на окружающую среду и перечень мероприятий по ее охране, является предоставление ее на рассмотрение государственного органа, уполномоченного на организацию и проведение государственной экологической экспертизы, проводимой в соответствии Федеральным законом №174-ФЗ «Об экологической экспертизе». Необходимо отметить, что условиями начала процедуры проведения экологической экспертизы является наличие в составе подаваемых документов материалов общественных слушаний и согласования намечаемой деятельности с Федеральным агентством по рыболовству. В процессе проведения экологической экспертизы независимые внештатные эксперты рассматривают представленные материалы на предмет соответствия их требованиям нормативных правовых актов, регулирующих отношения в области охраны окружающей среды, и делают заключение либо о соответствии требованиям экологического законодательства намечаемой деятельности по выполнению морских изысканий и возможности их реализации, либо несоответствии и необходимости доработки материалов или отказа от реализации деятельности.

Государственная экологическая экспертиза основывается на принципах презумпции потенциальной экологической опасности любой намечаемой хозяйственной и иной деятельности и является превентивной мерой государственного экологического контроля намечаемой хозяйственной деятельности. В соответствии с требованиями Российского законодательства государственная экологическая экспертиза является обязательной мерой по защите морской среды и сохранению природных ресурсов внутренних морских вод, территориального моря, континентального шельфа, исключительной экономической зоны Российской Федерации.

На основании положительного заключения государственной экологической экспертизы хозяйствующий субъект имеет право выполнять все виды морских инженерных изысканий, за исключением буровых работ в рамках инженерно-геологических изысканий.

Для обеспечения выполнения инженерно-геологических изысканий хозяйствующему субъекту в соответствии с требованиями Федеральных законов №155-ФЗ «О внутренних морских водах, территориальном море и прилегающей зоне Российской Федерации» и № 187-ФЗ «О континентальном шельфе Российской Федерации» необходимо дополнительно получить разрешение на проведение буровых работ в морских водах. Порядок получения разрешения на проведение буровых работ во внутренних морских водах и территориальном море закреплен постановлением Правительства Российской Федерации №44, на континентальном шельфе – постановлением правительства Российской Федерации №417. Согласно указанным нормативным документам, получение разрешения на проведение буровых работ возможно только после получения положительного заключения государственной экологической экспертизы и при наличии решения о предоставлении водного объекта в пользование (в случае осуществления деятельности во внутренних морских водах и территориальном море), а также сведений о рыбохозяйственной ценности используемого при выполнении работ проведения буровых работ участка водного объекта и копии лицензий на осуществление соответствующих видов деятельности. Необходимо также учитывать, что запрос на выдачу разрешения должен подаваться не менее чем за 6 месяцев до предполагаемой даты начала буровых работ.

Таким образом, положительное заключение государственной экологической экспертизы и разрешение на проведение буровых работ являются основными документами, на основании которых разрешено выполнять морские инженерные изыскания. Общие сроки выполнения указанных работ, начиная от разработки «Программы морских инженерных изысканий» и заканчивая получением разрешения на проведения буровых работ составляют 10 месяцев.

The paper discusses the specifics of environmental measures during the marine engineering research. Examines the main legal documents regulating marine engineering surveys, environmental problems of using boats to the research, the specificity of the environmental impact of marine engineering and surveying (hydrographic), engineering-geological, engineering-hydrometeorological and engineering – ecological studies. Discusses the procedure of state ecological expertise.

**Беспалова Л.А.¹, Цыганкова А.Е.^{1,2}, Ивлиева О.В.¹,
Сушко К.С.^{1,3}, Шeverдяев И.В.^{1,2}, Комогоров А.Ю.¹**

(¹Южный федеральный университет, г.Ростов-на-Дону, e-mail:

aetsygankova@yandex.ru; ²Южный научный центр РАН, г.Ростов-на-Дону;

³Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г.Ростов-на-Дону)

Современное состояние азовских берегов Дона, Кубани, Крыма

**Bespalova L.A.¹, Tsygankova A.E.^{1,2}, Ivlieva O.V.¹,
Sushko K.S.^{1,3}, Sheverdyayev I.V.^{1,2}, Komogorov A.Yu.¹**

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don; ²Southern Scientific Center of RAS,

Rostov-on-Don; ³Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don)

The modern state of Azov shores of the Don, Kuban, Crimea

Ключевые слова: реперная сеть, абразия, аккумуляция, оползни, Азовское море, Керченский полуостров.

В последние десятилетия берега Таганрогского залива интенсивно разрушаются под воздействием как природных, так и антропогенных факторов. Это связано в первую очередь с особенностями строения берегов Азовского моря, сложенных преимущественно четвертичными суглинками и глинами, предопределяющими интенсивное развитие абразионных и абразионно-оползневых берегов. Протяженность аккумулятивных берегов не превышает 10% общей длины береговой линии. Первые сведения об интенсивности абразии были получены А.А. Аксеновым [1] и Н.М. Губкиным [2] еще в шестидесятые годы прошлого столетия. Стационарные наблюдения, поставленные кафедрой физической географии Ростовского госуниверситета (ЮФУ) в семидесятые годы под руководством В.А. Мамыкиной [3–5], позволили количественно оценить процессы абразии, выявить их пространственную и временную изменчивость. В последующие двадцать лет эти работы были свернуты и лишь с 2002 г. кафедрой океанологии ЮФУ совместно с Южным научным центром РАН начали проводиться регулярные наблюдения за состоянием берегов Азовского моря на участках стационарной реперной сети (рис. 1) и замеры скоростей современной абразии [6, 7]. С 2015 г. для изучения основных типов берегов и измерения скорости абразии была восстановлена реперная сеть на азовских берегах Крыма и заложены 22 репера на территории Керченского п-ова.

На основании полученных данных и материалов предыдущих многолетних наблюдений береговая зона моря была ранжирована по степени интенсивности проявления современных абразионных процессов. Кроме того, выполнена оценка воздействия на абразионные и аккумулятивные берега экстремального нагона 24 сентября 2014 г.



Рисунок 1. Реперная сеть на берегах Азовского моря кафедры океанологии ЮФУ и ЮНЦ РАН

По результатам многолетних наблюдений (1980–2014 гг.) на мониторинговых площадках реперной сети ЮФУ в береговой зоне Азовского моря выявлены циклы различной степени проявления скорости абразии.

Высокие скорости разрушения берегов зафиксированы в периоды 2004–2005 и 2013–2014 гг., что связано с увеличением повторяемости нагонных ветров и волнений, катастрофических подъемов уровня. Ярким примером этому является нагон, зафиксированный 24.09.2014 г., при скорости западного ветра 20–27 м/с, который привел к интенсивной абразии берегов на Приморско-Ахтарском, Весело-Вознесенском, Глафиоровском и Шилковском участках, наводнению и размыву пляжей на косах Ясенской, Камышеватской, Должанской, Ейской, Чумбурской, Павло-Очаковской.

К абразионным участкам относится 15 мониторинговых площадок из 33, на большей части которых были зафиксированы высокие, более 1 м/год и выше скорости абразии.

Отмечено, что наибольшие темпы разрушения берегов за 2013–2014 гг. наблюдались на следующих береговых участках (рис. 2).

Северное побережье:

- Боковское (Приазовский) – 6,4 м/год;
- Весело-Вознесенка – 5,6 м/год;
- Золотая Коса – 4 м/год;

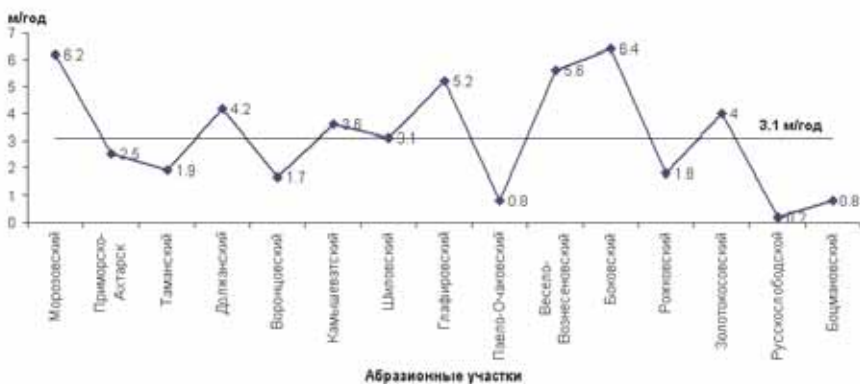


Рисунок 2. Скорость абразии на аварийных участках Азовского моря за 2013–2014 гг.

Южное побережье:

- Морозовский – 6,2 м/год;
- Глафировка – 5,2 м/год;
- Должанская – 4,2 м/год.

По результатам проведенных исследований, берега Азовского моря характеризуются сильной абразией, средняя скорость которой составляет 3.1 м/год. По активности проявления опасных процессов побережье было ранжировано на зоны со слабой, средней, сильной и очень сильной абразией.

На долю берегов со слабой абразией (до 1 м/год) приходится 20% Русскослободской (0.2 м/год), Павло-Очаковский (0.8 м/год), Ботцмановский (0.8 м/год) участки.

Средняя скорость отступления берегов (1–2 м/год) – 20% абрадируемого побережья зафиксирована на участках: Воронцовский (1.7 м/год), Рожковский (1.8 м/год), Таманский (1.9 м/год).

Берега с сильной абразией (2–4 м/год) – 27% развиты на участках: Приморско-Ахтарский (2.5 м/год), Шиловский (3.1 м/год), Камышеватский (3.6 м/год), Золотокозовский (4 м/год).

По активности проявления опасных процессов с очень сильной абразией (аварийные участки со скоростью более 4 м/год) выделяются Должанский (4.2 м/год), Глафировский (5.2 м/год), Весело-Вознесенский (5.6 м/год), Морозовский (6.2 м/год), Боковский (6.4 м/год) участки, на их долю приходится 33% побережья.

Серьезному воздействию экстремальных нагонов в сентябре 2014 г. подверглись косы Азовского моря: Должанская, Чумбурская, Павло-Очаковская, Петрушинская. Большая часть кос была затоплена, уровень

воды поднимался на отметки более 2 м, что привело к катастрофическим разрушениям.

В особенности пострадали капитальные строения, базы отдыха, гостевые дома, расположенные в приурезовой части кос, в основании кос и непосредственной близости к коренному берегу.

На Керченском полуострове преобладают абразионные и абразионно-аккумулятивные берега, наибольшую опасность представляет берег на участке от мыса Зюк до Керченского пролива, который отступает в среднем на 1.6 м/год, и от восточного края Казантипского залива до мыса Зюк – на 1.1 м/год.

К аварийным участкам Керченского полуострова, с точки зрения проявления абразионно-оползневых процессов относятся берега в районе с. Насыр, с. Заводское, с. Курортное, п. Подмаячный, п. Героевское, с. Челядиново, с. Заветное, с. Яковенково.

В настоящее время береговая зона Керченского полуострова находится в неудовлетворительном состоянии. Берега отступают, что обуславливается особенностями геолого-геоморфологического строения и гидродинамическими процессами, а также антропогенными факторами (возведение в береговой зоне гидротехнических сооружений, строительство на пляжах и прибрежных дюнах, берегозащита из бетонных сооружений, отбор с пляжей песка и гальки).

Для сохранения инфраструктуры побережья, памятников культуры и архитектуры транспортных магистралей и других объектов, необходим постоянный мониторинг береговой зоны, разработка и реализация комплекса мер по защите побережья и рациональному природопользованию.

На сегодняшний день наиболее передовой технологией получения картографической информации является использование данных дистанционного зондирования (ДДЗ). Значительный пространственный охват территории, регулярная повторяемость съемки, достаточно высокое пространственное разрешение позволяют вести с их помощью постоянный мониторинг абразии берегов Азовского моря и пространственной структуры землепользования с целью выявления трансформации прибрежных ландшафтов.

По материалам космической съёмки за период с 1984 г. по 2009 г. была выполнена оценка скоростей абразии северного и южного побережья Таганрогского залива и сопоставление их со скоростями, оцененными по реперам мониторинговых площадок, рассчитаны объемы материала, поступающего при абразии [8, 9].

Работа в рамках внутреннего гранта Южного федерального университета № 213.01-07-2014/14ПЧВГ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А. Некоторые особенности абразии берегов Азовского моря // Труды ГОИН. 1957. Вып. 34. С. 386–388.
2. Губкин Н.М. Разрушение восточных берегов Азовского моря и возможные меры борьбы с ним // Геоморфология. 1973. № 1. С. 43–45.
3. Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.В. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадконакоплении на примере Азовского моря // Океанология. 1966. Т. 6. Вып. 3. С. 42–43.
4. Мамыкина В.А. Интенсивность современных процессов в береговой зоне Азовского моря // Известия ВГО. 1978. Т. 110. Вып. 4. С. 351–355.
5. Артюхин Ю.В., Мамыкина В.А. Межгодовая изменчивость поступления абразионного материала в береговую зону Азовского моря и его роль в прибрежном осадконакоплении // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 67–72.
6. Ивлиева О.В., Бердников С.В. Современные скорости разрушения берегов российского побережья Азовского моря // Геоморфология. 2005. №4. С. 74–83.
7. Матишов Г.Г., Ивлиева О.В., Беспалова Л.А., Кропянко Л.В. Эколого-географический анализ морского побережья Ростовской области // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 1. С. 88–92.
8. Цыганкова А.Е., Бердников С.В. Применение космоснимков для изучения динамики береговой зоны Азовского моря в 1984–2009 г. // Информационные технологии и системы: управление, экономика, транспорт, право / Материалы Международной научно-практической конференции «Инфогео 2013» (С.Петербург, 26–28 ноября 2013 г.). Вып. 2(11). СПб: ООО «Андреевский издательский дом», 2013. С. 232–236.
9. Цыганкова А.Е., Бердников С.В. Применение разновременных космоснимков для оценки пространственной структуры землепользования и абразии береговой зоны Азовского моря // Материалы XXV Международной береговой конференции «Береговая зона – взгляд в будущее» (13–17 октября 2014 г., г.Сочи). Т.1.М.: ГЕОС, 2014. С. 183–185.

The report presents the results of field of coastal studies on the state of modern exogenous geological processes in the coastal zone of the Azov sea. According to the results of long-term observations (1980 - 2015) at monitoring sites reference network SFU identified cycles of various degree of manifestation of the rate of abrasion.

Глазырин Е.А.

(ГНЦФГУПП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

**Опасные вещественно-энергетические воздействия
подводного грязевого вулканизма**

Glazyrin E.A.

(SSCFSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

**Hazardous substance and energy impacts
of underwater mud volcanoes**

Ключевые слова: подводный грязевой вулканизм, опасные геологические процессы

Грязевой вулканизм служит довольно распространенным геологическим явлением, способным разрушающе воздействовать на инженерные сооружения. В отличие от сухопутных количество подводных грязевых вулканов все возрастает за счет новых открытий. В России подводный грязевой вулканизм активно проявлен на Керченско-Таманском и Сахалинском шельфе, Черноморской впадине, присутствие грязевых вулканов установлено на Азовском вале в Азовском море и Байкале.

Грязевые вулканы приурочены к быстропогружающимся осадочным бассейнам с высокими скоростями осадконакопления, тектонического сжатия и генерации углеводородов, где возникают аномально высокие пластовые и поровые давления, реализуемые в виде грязевулканических извержений [1–5]. В последнее время грязевые вулканы выявлены на пассивных окраинах и в крупных авандельтах [4, 6, 7 и др.]. Выделяется группа грязевых вулканов, связанных с подводными газогидратами [8].

Размер грязевых вулканов варьирует от небольших грифонов, примерно в один метр в диаметре, до структур в первые километры и с относительными высотами до первых сотен метров. Масштабность грязевого вулканизма определяет широкий спектр потенциальных факторов и контролирующих процессов [2, 3, 5, 9–12 и др.].

Из основных опасных вещественно-энергетических воздействий (опасных геологических процессов), связанных собственно с подводной грязевулканической деятельностью (извержениями), выделяются следующие.

Разброс обломков пород и сопочного ила. Связан с «эксплозивной» стадией развития при выходе подводного вулкана к поверхности воды. Высота выбросов может достигать нескольких сотен метров, но чаще не превышает первых десятков метров. Радиус разброса не выходит за пределы грязевулканической структуры.

Поставка грязевулканических брекчий и грязевое затопление территории. Сопровождают активную стадию извержений. Объем поставки при одном извержении может достигать несколько миллионов м³, а мощность

40 м с затоплением и разрушением инженерных сооружений [10, 13 и др.]. При подводных извержениях формируются подводные банки и эфемерные острова, препятствующие судоходству.

Газовыделение. Газовая фаза служит одной из главных составляющих извержений. Преобладающим газом выступает метан. Содержание метана и его гомологов в морской воде над грязевыми вулканами с фоновой сальзово-грифонной деятельностью (между извержениями) составляет сотни нл/л и более. Помимо метана в составе газовой фазы извержений и фоновой эманации в повышенных концентрациях присутствуют такие опасные газы как сероводород (ядовитый), углекислый газ (удушающий) и радон (радиоактивный). Интенсивное газовыделение при подводном извержении может привести к потере плавучести судов.

Термическое воздействие при возгорании углеводородов. При извержениях выброс в атмосферу огромных объемов метана и его гомологов нередко сопровождается их взрывом и возгоранием. Горящий факел может достигать нескольких десятков и даже сотен метров.

Возникновение разрывных смещений и крупных трещин на поверхности. При извержениях в пределах грязевулканического поля часто возникают вертикальные смещения с амплитудой в несколько метров и зияющие трещины длиной до нескольких сот метров. При больших объемах извержений за счет опорожнения грязевулканической камеры формируются просадки в рельефе вплоть до кальдерообразования [9, 10 и др.].

Аномально высокое пластовое или поровое давление. Служит характерным свойством разреза грязевулканических областей. Ярким примером высвобождения такой энергии служит техногенное образование в 2006 г. грязевого вулкана LUSI в Индонезии в результате бурения газопоисковой скважины [13] с огромным материальным ущербом. С наличием аномально высоких давлений связаны аварии при бурении скважин - прихват инструмента, сужение ствола скважин, выбросы труб и выпирание глинистой массы на поверхность, выделение большого количества воды и газа с провалом буровой и образованием округлых воронок диаметром 200–250 м.

Землетрясения. Возникают при интенсивных извержениях и могут достигать 3–7 баллов, что приводит к разрушению сооружений. Значительно же чаще отмечается, что землетрясения служат спусковым механизмом для извержений [14].

Сопочные воды. Отличаются своей минерализованностью [10 и др.], что требует оценки и выбора материалов на предмет коррозионной защиты от агрессивного воздействия. Состав вод у различных грязевых вулканов может значительно отличаться и меняться в процессе их деятельности.

Поставка загрязняющих веществ. В результате извержений и сальзово-грифонной деятельности в окружающую среду поступают аномальные концентрации токсичных веществ – нефти, фенолов и полиароматических углеводородов, тяжелых металлов. Концентрации нефтепродуктов, фено-

лов и полиароматических углеводородов в грязевулканических отложениях может превышать ПДК на несколько порядков, достигая уровня очень сильного загрязнения.

Грязевому вулканизму сопутствуют другие геологические процессы, но которые могут проявляться и вне связи с ним. Эти процессы и сам грязевой вулканизм являются сопряжёнными, так как служат производными эндогеодинамической активности и газогидродинамической разгрузки недр. В связи с этим их следует относить к сопутствующим, а не к собственно грязевулканическим. При интенсивном проявлении они относятся к рангу опасных геологических процессов или инженерно-геологических осложнений. Среди наиболее характерных следует выделить следующие.

Глиняный диапиризм и пластические деформации земной поверхности. Служат характерными и распространенными проявлениями современных дифференциальных тектонических движений в условиях объемно деформируемого мощного глинистого разреза и, соответственно, сопровождают грязевой вулканизм. Ярким примером служит Керченско-Таманский регион. Размер деформируемых диапировых структур, с которыми ассоциируют грязевые вулканы, составляет от долей до нескольких километров в поперечнике. Для Таманского полуострова оценка скорости роста диапировых складок, выполненная по технологии дифференциальной интерферометрии, составляет не менее 4 см/год.

Примером пластических деформаций служат неотектонические валообразные поднятия морского дна Керченско-Таманской грязевулканической области [15]. Высота валов достигает 1 м при ширине до первых сотен метров. Они собраны в веерообразные и цветковые структуры, в центре которых часто присутствуют грязевые вулканы. Скорость деформаций в большинстве своем превышает скорость подводных эрозионно-денудационных и абразионных процессов, т.к. валы сохраняются в зоне волновой абразии.

Такие длительные деформации способны отрицательно воздействовать на протяженные инженерные объекты, что требует предусматривать мониторинг и систему регулирования динамической реакции сооружений.

Катастрофические эндогеодинамические деформации рельефа. Локальные и сравнительно редкие скоротечные (скачкообразные) высокоамплитудные процессы на фоне относительно медленных деформаций земной поверхности весьма характерны для грязевулканических областей. Примером служит тектоническое поднятие морского дна Азовского моря с захватом береговой полосы в районе мыса Каменный [15, 16], где скорость вертикальных движений составила первые метры в сутки, амплитуда более 6 м, размеры в поперечном сечении – сотни метров, а вертикальные тектонические смещения до 2 м.

Субаквальная разгрузка подземных вод. Происходит по проницаемым каналам, в том числе в пределах грязевулканических структур. Приводит к размоканию грунта и его пучению в случае увеличения объёма, в результа-

те – к локальной потере несущей способности грунта и деформационным процессам. Провоцирует развитие оползневых процессов и служит одним из источников поставки загрязняющих веществ.

Очаговая карбонатная литификация. Образуется в результате метановой разгрузки на дне моря и в разрезе отложений вдоль проницаемых зон. Примерами служат карбонатные постройки на дне моря, литификация грязевулканических брекчий в грязевулканических каналах и песков («шайтанские сады», песчаные трубы и пр.) на путях метановой разгрузки и над погребенными грязевыми вулканами. Размер литифицированных образований составляет до нескольких десятков метров в поперечнике. Как локальные нестратифицированные скальные образования среди нелитифицированных и слабо литифицированных отложений представляют инженерно-геологические осложнения.

Газогидраты. Часто генетически связаны с подводным грязевым вулканизмом [8]. При нарушении термодинамических условий своего существования газогидраты могут разлагаться и генерировать опасные процессы – метановыделение, разжижение грунтов, провоцирование подводно-оползневых процессов и пр.

В целом подводный грязевой вулканизм служит примером потоков вещества, накопления и высвобождения энергии, затрагивающим не только лито-, седименто-, гидро- и атмосферы, способных опасно воздействовать на хозяйственные объекты и требующих, в связи с этим, пристального изучения для прогнозирования и оценки.

При подготовке настоящей работы использованы геологические материалы, полученные в рамках государственных контрактов (№ 41/01/13-49, № 35/01/60-11, № 42/01/60-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев А.И. Грязевые вулканы – очаги периодической газогидродинамической разгрузки быстропогружающихся осадочных бассейнов и важные критерии прогноза газоносности больших глубин // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 26–32.
2. Лимонов А.Ф. Грязевые вулканы // Соросовский образовательный журнал. 2004. Т. 8. № 1. С. 63–69.
3. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241; № 4. С. 339–358.
4. Dimitrov L.I. Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments // Earth-Science Reviews. 2002. V. 59. P. 49–76.
5. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Rev. Geophys. 2002. V. 40(2). P. 1–52.
6. Dumke I., Berndt C., Crutchley G.J. et al. Seal bypass at the Giant Gjallar Vent (Norwegian Sea): indications for a new phase of fluid venting at a 56-Ma-old fluid migration system // Marine Geology. 2014. 351. P. 38–52.
7. Dupré S., Buffet G., Mascle J. et al. High-resolution mapping of large gas emitting mud

- volcanoes on the Egyptian continental margin (Nile Deep Sea Fan) by AUV surveys // Marine Geophysical Researches. 2008. V. 29. № 4. P. 275–290.
8. Tinivella U., Giustiniani M. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system // Updates in volcanology – new advances in understanding volcanic systems. P. 225–267. <http://dx.doi.org/10.5772/51270>
 9. Миролюк С.Г. Грязевые вулканы Азово-Черноморского бассейна и прилегающей территории и оценка их опасности для зданий и сооружений // Геориск. 2010. № 3. С. 20–28.
 10. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
 11. Aliev A., Guliev I., Panahi B. Mud volcanoes hazards. Baku: Nafta-Press. 2000. 59 p.
 12. Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E. et al. Mud volcano and its evolution // Earth Sciences, Dr. Imran Ahmad Dar (Ed.). 2012. P. 375–434.
 13. Mazzini A., Svensen H., Akhmanov G.G. et al. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 261. P. 375–388.
 14. Алиев А.А., Гасанов А.Г., Байрамов А.А. и др. Землетрясения и активизация грязевулканической деятельности (причинная связь и взаимодействие) // Труды Ин-та геол. НАН Азерб. Баку: Nafta-Press. 2001. № 29. С. 26–38.
 15. Глазырин Е.А. Современные проявления эндогеодинамической деформации морского дна притаманского шельфа Азово-Черноморского бассейна // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.:ГЕОС, 2013. С. 276–280.
 16. Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А. и др. Катастрофическое тектоническое событие лета 2011 г. на Таманском полуострове // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 448. С. 680–683.

The underwater mud volcanism is an example of flows of matter, accumulation and release of energy that can dangerously affect the economic objects. A wide range of hazardous material-energy impacts (geological hazards) and requires careful study for their prediction and assessment.

Данченков А.Р.¹, Белов Н.С.²

(¹Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, swdartvader@mail.ru, ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта г. Калининград, belovns@gmail.com)

Волуметрическая оценка штормового воздействия на дюнно-грядовые комплексы Куршской косы Балтийского моря

Danchenkov A.R.¹, Belov N.S.²

(¹Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad, ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Volumetric estimation of the storm impact on dunes complexes of the Curonian Spit, Baltic Sea

Ключевые слова: наземное лазерное сканирование, высокоточный мониторинг, береговая линия, дюны, штормовое воздействие, Куршская коса

Опасные гидрометеорологические явления оказывают существенное воздействие на существующие естественные геоморфологические формы прибрежной зоны. Интенсивная волновая деятельность разрушает естественное сложение дюнных комплексов, ввиду чего является весомым фактором происходящей динамики. В рамках выполняемого мониторинга на территории Куршской косы Балтийского моря, методом наземного лазерного сканирования были произведены работы по послештормовому обследованию. Были рассчитаны объемы потерь и накопления, в результате волнового воздействия, а также перераспределение ввиду активизировавшихся гравитационных процессов.

Сезонные шторма, наблюдающиеся в акватории российского сектора Юго-Восточной Балтики регулярно наносят различный ущерб существующим дюнно-грядовым комплексам Куршской косы. Смыв слагающего материала изменяет морфологические формы, что приводит развитию различных процессов. Метод наземного лазерного сканирования позволяет зафиксировать состояние комплексов, в трехмерной модели их рельефа, что при их сравнении дает основу для оценки динамики. В период с декабря 2014 г. по март 2015 г. территория Калининградской области находилась под действием атмосферной активности. Наблюдались интенсивные ветра до 25 м/с, а также интенсивное волнение, что обусловило подмыв авандюны и образование уступа размыва.

Сбор данных методом НЛС осуществлялся в рамках мониторинга состояния ключевых участков, в три этапа – в ноябре 2014 г., январе 2015 г. и марте 2015 г. В результате работ были получены облака точек, координированные в пространстве с помощью высокоточных навигационных сис-

тем. По съемочным данным был выделен наиболее репрезентативный участок, где произошел подмыв авандюны и активизировались гравитационные процессы. Была произведена обработка данных, их привязка, перекрестная проверка, упрощение и сглаживание. По подготовленным данным НЛС были построены цифровые модели рельефа, методом естественного соседства, с последующим вычислением изменений.

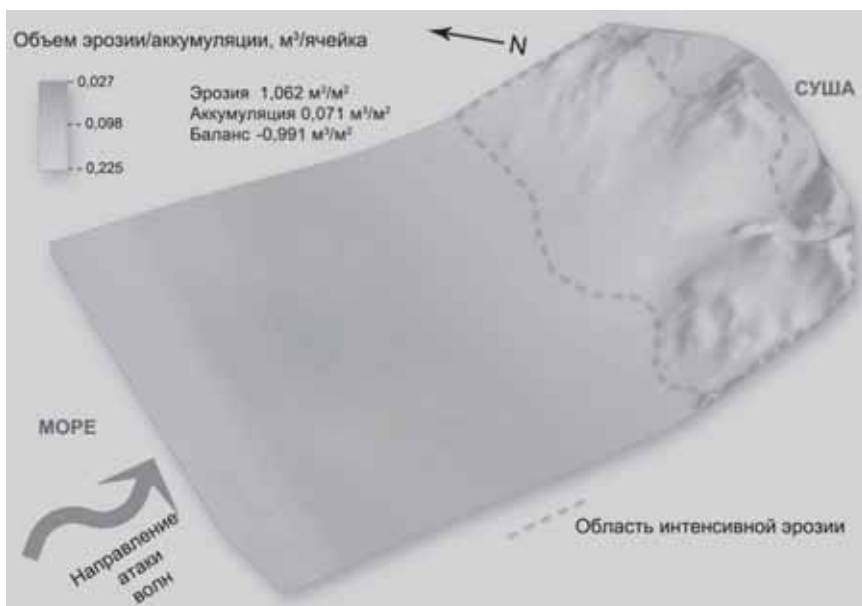


Рисунок. Пространственное распределение зон относительных потерь и аккумуляции по данным ноября 2014 г. и марта 2015 г.

В результате произведенных вычислений, было зафиксировано, что в ходе штормов декабря 2014 – января 2015 гг. на модельном участке потери песчаного материала и перераспределения в ходе гравитационных процессов составили 2177.8 м³. Использование данных, полученных в январе 2015 г. позволили отследить объем песчаного материала, отлагающегося в результате протекающих гравитационных процессов, связанных с просыханием слагающего уступ размыва материала, который составил 208.3 м³. Рассчитанный баланс за период наблюдений составил – 0.991 м³/м², что формально говорит о преобладании эрозионных процессов в период.

Использование современных измерительных средств и методик в исследовании динамики береговой зоны моря позволяет с высокой точностью предоставить материалы для поведения расчетов. Это позволило произве-

сти детально послештормовое обследование и получить объемы песчаного материала и вычислить знак и величину баланса. Данного рода обследования могут стать эмпирической основой моделирования и средством помощи при принятии эффективных решений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (№14-37-00047).

The impact of storms on the dune systems have a significant impact on their morphology. Terrestrial laser scanning allows to fix the situation and calculate the volume and direction of changes. A result of investigations from November 2014 to March 2015 evaluated value of erosion, accumulation and balance on a model site on the Curonian Spit.

Емельянов Е.М., Кравцов В.А.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Калининград, e-mail: abio@atlas.baltnet.ru)

Содержание основных химических и токсичных элементов в голоценовых илах Балтийского моря

Emelyanov E.M., Kravtsov V.A.

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

The content of the main and toxic chemical elements in the Holocene mud of the Baltic Sea

Ключевые слова: химические и токсичные элементы, медь, карбонаты, Балтийское море

Химические элементы изучены примерно в 1000 проб верхнего слоя (0–3 см) донных осадков Балтийского моря и примерно в 800 пробах колонок длиной до 10–15 м. Пробы осадков для анализов были собраны в международных экспедициях на судах Института океанологии АН СССР (Россия), а также в экспедициях вдоль трассы газового провода Норд Стрим перед его прокладкой. Все анализы были выполнены в лаборатории геологии Атлантики АО ИОРАН под руководством Кравцова В. А. и автора доклада. Все результаты сведены в единую базу данных ЛГА. По результатам опубликованы десятки научных статей, в том числе и десятки геохимических карт. Основные научные выводы сводятся к следующему:

1. Морские осадки являются терригенными [1]. В них выделены все гранулометрические типы донных осадков, составлена карта осадков в м: 1:500000 [1]. Опубликована карта илов [2]. Илы распространены в впадинах на глубинах ниже галоклина (70–80 м). В илах содержатся повышенные количества $C_{орг}$ (до 13%), Mn (до 4.9%) и P (до 1.45%). Илы являются сапропелевидными (3–5% $C_{орг}$) и сапропелевыми (>5% $C_{орг}$) [2]. Это современные аналоги древних горючих сланцев – потенциальных источников газа и нефти.

2. В связи с расслоением водной толщи на кислородную (вверху) и сероводородную (у дна) и периодические затоки во впадины соленых океанических вод, в некоторых впадинах Балтики происходит накопление значительных карбонатно-марганцевых (родохрозитовых) руд. Их образование происходит по моделям, описанным автором ранее [3].

3. В некоторых впадинах происходит надкларковые накопления аморфного кремнезема (до 9–10%), представленного остатками планктонных организмов, и фосфора (до 1.45%). Карбонаты кальция накапливаются лишь в заливах (в Куршском заливе до 51%) (рис. 1), в то время как в осадках Балтийского моря их обычно <3% (больше лишь в районах, где размываются морены, содержащие обломочные карбонаты).

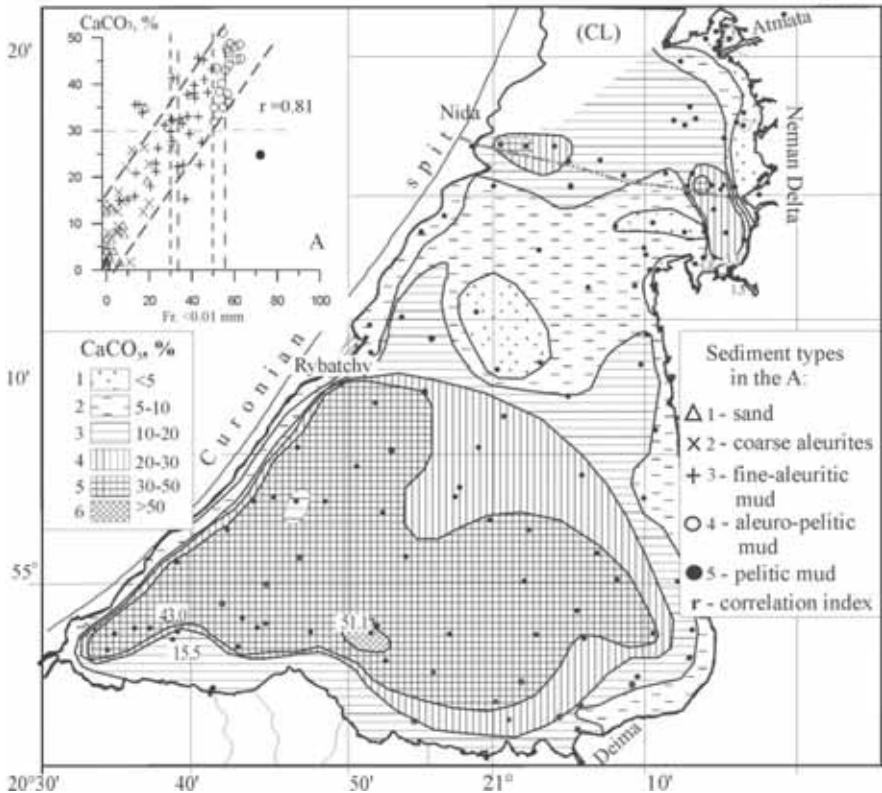


Рисунок 1. Распределение CaCO_3 в верхнем слое (0–3 см) донных осадков Куршского залива. На графике А – распределение CaCO_3 в осадках залива в зависимости от содержания в них фракций $< 0,01$ мм, r – коэффициент парной корреляции.

Интенсивное накопление на дне Куршского залива биогенных карбонатов в отличие от Балтийского моря обусловлено химическим составом морской воды. Парциальное давление углекислоты ($p\text{CO}_2$) в море очень высокое, в результате чего не только биогенные карбонаты, но и обломочные карбонаты растворяются (придонные воды впадин моря резко недосыщены кальцием, отношение Ca/Cl достигает 0.60 мг-экв/л), в то время как в водах Куршского залива $p\text{CO}_2$ низкое, в результате карбонаты сохраняются на дне.

4. Токсичные элементы (Cr, Zn, Cu, Ni, Cd и некоторые другие) содержатся обычно в кларковых количествах, характерных для терригенных илов морей. Их распределение в осадках подчиняется правилу пелитовой

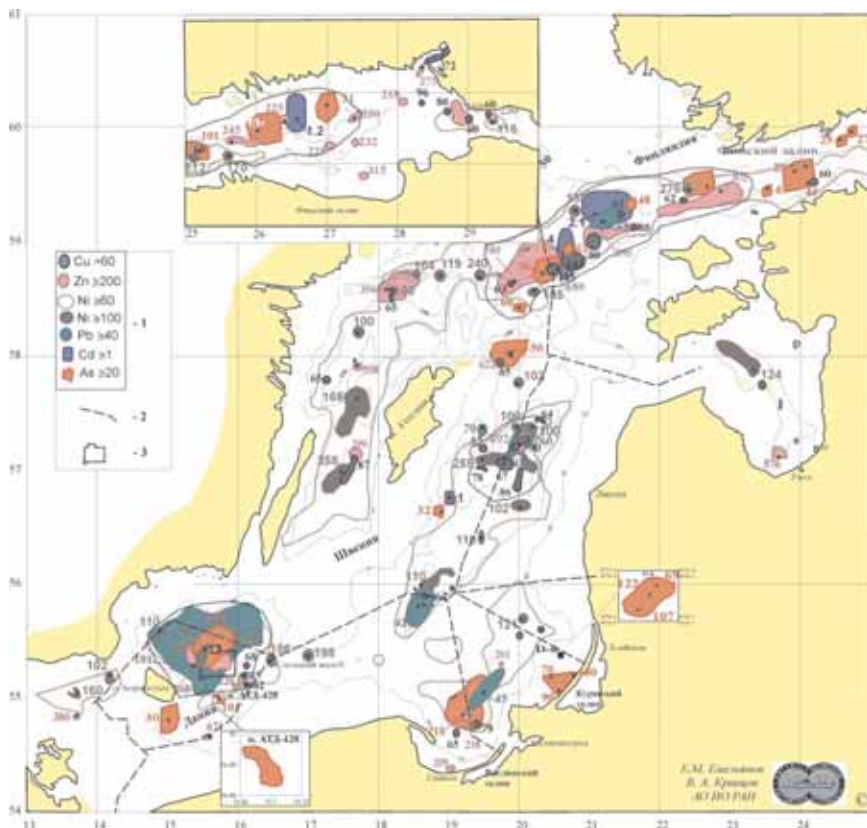


Рисунок 2. Участки дна Балтийского моря, в которых наиболее часто встречаются небольшие поля осадков с высокими содержаниями многих токсичных элементов, иногда превышающими ПДК. Условные обозначения: 1 – токсичные элементы, содержащиеся в осадках в количествах, превышающих концентрации, указанные в данном прямоугольнике; 2 – государственные границы; 3 – место захоронения химического оружия на дне.

фракции, т.е. чем глубже залегает осадков и чем в нем больше содержится пелитовой фракции (<0.01 мм), тем выше содержание элемента. Аномально высокие содержания Zn, Cu, Ni, Cd (рис. 2) содержатся в восстановленных илах центральных частей впадин (Северо-Балтийская и Готландская впадины), где зачастую серо-черные илы покрыты белесо-желтоватой пленкой (бактериологическим матом), особенно это характерно для Северо-Балтийской впадины с глубинами от 100 до 200 м. Названные микроэлементы в илах концентрируются преимущественно в сульфидах железа и, очевидно, органо-глинистых агрегатах, содержащихся в илах.

5. Мышьяк (As) как один из наиболее токсичных элементов подчиняется правилу пелитовой фракции не всегда: в мелководных осадках (песка) его иногда так же много, как и в илах. Мышьяк концентрируется в основном в гидроокислах железа (железо-марганцевых конкрециях) и сульфидах железа. В аутигенных минералах песчано-гравийной смеси в начале 20 века As был завезен в Вислинский залив из Испании. Избытки As вызвали экологическую катастрофу, так называемую «болезнь залива» (1920–1925 гг). В осадках залива мышьяка много (до $100\text{--}150 \cdot 10^{-4}\%$). Мышьяка (до $277 \cdot 10^{-4}\%$) много также в местах Балтийского моря, где в илах находятся боевые отравляющие вещества, сброшенные в море после II Мировой войны.

В докладе приводятся многочисленные карты осадков и карты распределения химических элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельянов Е.М., Андрен Т, Харфф Я. и др. Карта донных осадков Балтийского моря // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва, 14–18 ноября 2011. М, ГЕОС, 2011. Т. II. С. 233–236.
2. Емельянов Е.М. Биогенные компоненты в осадках Балтийского моря// Геология и геофизика. 2014. №12. С. 1759–1774.
3. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

There were analyzed main and toxic chemical elements in the 1000 bottom sediment samples and in 800 samples from the cores. Geochemical maps were compiled, and some of them were published. [2,3].

Ермолов А.А.

(Московский государственный университет им М.В.Ломоносова, Москва,
e-mail: alexandr.ermolov@gmail.com)

Международная система индексов экологической чувствительности побережий к разливам нефти и ее адаптация к берегам арктических морей

Ermolov A.A.

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

The international system of Environmental Sensitivity Index coasts to oil spills and its adaptation to the shores of the Arctic seas

Ключевые слова: морские берега, индекс экологической чувствительности, разливы нефти, морфолитодинамика, типизация, районирование

Прогнозируемые объемы российской добычи нефти планируется обеспечить за счет освоения месторождений на шельфе арктических и дальневосточных морей. Это требует дальнейшего развития транспортной инфраструктуры и разработки мероприятий по охране окружающей среды, в том числе по защите побережий, предотвращению и устранению последствий вероятных разливов нефти и нефтепродуктов.

Международный опыт ликвидации разливов нефти в море свидетельствует, что наиболее пагубные экологические последствия аварий наблюдаются именно в прибрежной зоне морских акваторий. Берег, являясь естественной границей, служит преградой на пути распространения нефтяного разлива, и способен при определенных условиях аккумулировать нефть и продукты ее преобразования. С целью оценки уязвимости морских побережий к нефтяному загрязнению американскими специалистами NOAA («National Oceanic and atmospheric administration») в 1976 г. была разработана система индексов экологической чувствительности ESI (Environmental Sensitivity Index) [1], основанная на ранжировании берегов по степени их уязвимости. В основе ранжирования, согласно методике ИМО/ИРЕСА [2], лежат следующие основные факторы (в переводе с английского):

- тип береговой линии (гранулометрическая крупность, уклоны), определяющий способность проникновения и/или захоронения нефти и нефтепродуктов на берегу и ее перемещения;
- воздействие волнения и приливной энергии, определяющее время естественной устойчивости (сохранности) нефти на берегу;
- общая биологическая продуктивность и чувствительность берега.

В оригинальной методике [2–4] выделено 10 основных уровней / индексов экологической чувствительности (ESI) берегов от 1 (низкая чувстви-

тельность) до 10 (высокая чувствительность). Учитывая множество региональных отличий, отдельные уровни ESI включают различные типы берегов, обозначаемые буквенными индексами. Всего выделяется 25 типов берегов (табл.). Каждый тип имеет цветную кодировку в соответствии с увеличением индекса экологической чувствительности от холодного цвета к теплomu, в соответствии с утвержденной международной цветовой шкалой [4]. Это обеспечивает быструю и простую идентификацию экологической чувствительности берега при картографировании и работе с ГИС при ликвидации аварийных разливов.

Таблица. Международная система индексов экологической чувствительности ESI

ESI	Оригинальное наименование [5]	Перевод с английского языка
1A	Exposed rocky shore	Открытый скалистый берег
1B	Exposed, solid man-made structures	Открытый берег с прочными техногенными сооружениями
1C	Exposed rocky cliffs with boulder talus base	Открытые скалистые обрывы с валунно-глыбовой отмосткой
2A	Exposed wave-cut platforms in bedrock, mud or clay	Открытые волноприбойные платформы (бенчи), выработанные в коренных породах, глинистых и илистых отложениях
2B	Exposed scarps and steep slopes in clay	Открытые уступы и крутые склоны в глинистых отложениях
3A	Fine- to medium-grained sand beaches	Пляжи, сложенные мелко- и среднезернистым песком
3B	Scarps and steep slopes in sand	Уступы и крутые склоны в песчаных отложениях
4	Coarse grained sand beaches	Пляжи, сложенные крупнозернистым песком
5	Mixed sand and gravel beaches	Пляжи, сложенные смешанными песчано-гравийными отложениями
6A	Gravel beaches (granules and pebbles)	Галечные пляжи (гравий и галька)
6B	Riprap structures and gravel beaches (cobbles and boulders)	Искусственные каменные наброски и галечные пляжи (глыбы и валуны)
7	Exposed tidal flats (large sandy area often covered at high tide)	Открытые приливные отмели (большие песчаные площади, часто затопляемые при высоких приливах)
8A	Sheltered scarps in bedrock, mud or clay and sheltered rocky shore	Защищенные уступы в коренных породах, глинистых и илистых отложениях, и защищенные скалистые берега
8B	Sheltered solid man-made structures (permeable)	Защищенные прочные техногенные сооружения (проницаемые)

8C	Sheltered riprap	Защищенные искусственные каменные наброски
8D	Sheltered rocky rubble shores	Защищенные скалистые крупнообломочные берега
8E	Peat shorelines	Торфяные берега
9A	Sheltered tidal flats	Защищенные приливные отмели
9B	Vegetated low banks	Покрытые растительностью банки
9C	Hypersaline tidal flats	Гипергалинные приливные отмели
10A	Salt and brackish water marshes	Соленые и опресненные марши
10B	Freshwater marshes	Пресноводные марши
10C	Swamps	Болота
10D	Mangroves	Мангровые заросли
10C	Inundated low-lying tundra	Пойменные низинные тундры

Подобное ранжирование побережий по степени их чувствительности к воздействию нефти позволяет определить и наиболее ранимые, и более устойчивые к загрязнению участки, определяя выбор приоритетов при очистке, что является ключевым моментом процесса планирования операций по ликвидации загрязнений в планах ликвидации разливов нефти [2]. Однако, данная система не в полной мере учитывает все множество важных экосистемных компонентов, к которым на берегах морей относятся редкие биоценозы, места гнездования птиц, стоянки мигрирующих животных, места нагула и нереста рыб и пр. [5]. Для этих целей строятся отдельные тематические карты, охватывающие требуемые экосистемные компоненты, и оценивается интегральная уязвимость района (региона) по совокупности всех факторов.

По мнению разработчиков данной системы, индексы ESI достаточно многогранны и учитывают ранжирование не только морских берегов, но также берегов озер, рек, эстуарных водоемов, и охватывает ландшафты от тундровых до экваториальных [6]. На наш взгляд, перечень типов берегов и их чувствительность по отношению к разливам нефти несмотря на универсальность требуют адаптации и детализации (при необходимости) применительно к каждому конкретному региону, и особенно к арктическим морям. Это обусловлено большим разнообразием морфологических и динамических обстановок, спецификой природных условий, различным масштабом проводимых исследований, неодинаковой изученностью отдельных береговых районов.

Принимая во внимание основные факторы ранжирования по методике ИМО/ПРЕСА [3, 4], наиболее полную и достоверную оценку уязвимости берегов и их типизацию следует выполнять, основываясь на принципах геоморфологии морских берегов. Именно представление о морфологии и динамике береговой зоны позволяет учитывать такие факторы развития берега, как его открытость морскому волнению, литологию слагающих пород и уклоны подводного склона, размещение участков аккумуляции и размыва и др.

Морфодинамический подход не противоречит принципам ИМО/ГРЕСА и охватывает не только основные геолого-геоморфологические факторы ранжирования берегов согласно международной методике, но и особенности динамики вещества, необходимые для понимания характера распространения разлива нефтепродуктов в береговой зоне, зон возможной аккумуляции нефти и времени удержания ее на берегу. Очевидно, что это и есть основа экологической типизации чувствительности берегов. Кроме того, морфодинамическая типизация призвана отразить генетические, морфологические и динамические особенности отдельных участков берега, деятельность не только волновых процессов, но и других гидродинамических, геологических, флювиальных или иных факторов, которые зачастую определяют и облик, и тип берега не в меньшей степени, чем волнение, или же оттесняют его влияние на второй план.

Подобное сопоставление динамических, морфодинамических и экологических типов берегов, по сути, представляет собой расширенный подход к созданию карт экологически уязвимых зон на берегах морей. Сохранив основные принципы оригинальной методики, геоморфологическое районирование береговой зоны позволяет расширить область применения данных карт и использовать их в качестве базовых для дальнейших исследований. Но, пожалуй, самым важным преимуществом подобного подхода является возможность интерпретации индексов экологической чувствительности берегов для участков, где отсутствуют данные специализированных аэрофото- и видео съемок береговой линии, но имеется представление (карты, схемы, литературные и фондовые данные) о морфологии и динамике берегов.

Берега арктических морей, сложенные дисперсными многолетнемерзлыми породами, отличаются от берегов незамерзающих морей рядом специфических особенностей. Расположенные в высоких широтах, их развитие происходит в угнетенных тепловых и гидродинамических условиях. Динамически активный (безледный) период времени в 5–10 раз короче, чем на морях умеренных и южных широт [7]. Длительная зимняя консервация побережий (9–10 месяцев в году) припайными и дрейфующими льдами сменяется кратковременным относительно теплым периодом времени. В этот период наиболее активно протекает теплообмен многолетнемерзлых пород с атмосферой и гидросферой посредством прямого и косвенного влияния почвенно-растительного покрова, подземных и поверхностных вод, происходит оттаивание верхнего слоя и активизация геологических процессов. И именно в этот период времени морские берега наиболее уязвимы с экологической точки зрения к вероятным разливам нефти и нефтепродуктов. В зимние месяцы припайные льды и мерзлый субстрат береговой зоны делают ее не чувствительной к нефтяным разливам на акватории, и малочувствительной к разливам непосредственно на береговых участках. Соответственно, экологическая типизация арктических берегов будет актуальна исключительно для короткого безледного периода года с максималь-

ными глубинами сезонного оттаивания прибрежных отложений (август–сентябрь).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jacqueline M., Halls J., Zengel S. Environmental Sensitivity Index Guidelines. Seattle, Washington: NOAA, 1995.
2. IMO/IPIECA, Sensitivity mapping for oil spill response. London, 1996. V. 1. 26 p.
3. IMO/IPIECA, 2010. Sensitivity mapping for oil spill response. Vol. 1. Revised edition. London. 28 pp.
4. IMO/IPIECA. Sensitivity mapping for oil spill response. Revised edition. London, 2012. V. 1. 34 p.
5. Методические подходы к созданию карт экологически уязвимых зон и районов приоритетной защиты акваторий и берегов Российской Федерации от разливов нефти и нефтепродуктов. Владивосток – Москва – Мурманск – Санкт-Петербург, Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2012. 60 с.
6. NOAA Technical Memorandum NOS OR&R 11. Environmental Sensitivity Index Guidelines. Version 3.0. Jill Petersen, Jacqueline Michel, Scott Zengel, Mark White, Chris Lord, Colin Plank. Hazardous Materials Response Division, Office of Response and Restoration, NOAA Ocean Service. March, 2002.
7. Совершаев В.А. Береговая зона арктических морей // Геоэкология Севера. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 55–60.

The article describes the principles of environmental sensitivity typifying the shores of the seas to oil spills. An attempt is made to adapt the international system to the shores of the Arctic seas based on the morphodynamic approach.

Иванов М.В.

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

**Факторы и причины формирования повышенных
концентраций ртути в донных осадках арктических
и дальневосточных морей**

Ivanov M.V.

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

**Factors and causes of the formation of high concentrations
of mercury in the bottom sediments of the Arctic
and Far Eastern seas**

Ключевые слова: ртуть, тяжелые металлы, донные осадки, геохимия, геоэкология, Арктика, Охотское море, Японское море.

Ртуть из-за широкого участия в геологических и антропогенных процессах, летучести, природной атомизации, чувствительности к геодинамике и других особенностей является важным элементом-индикатором при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых и геологическом картировании. Она также важный репер для характеристики антропогенного загрязнения участков и территорий.

Районы Чукотского и прилегающей части Северного Ледовитого океана, Охотского, Японского морей (рис. 1), были выбраны для изучения, поскольку они различаются характером поступления и накопления ртути.

Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана отличаются от других рассматриваемых бассейнов тем что, находится в большой удаленности от районов с развитой промышленностью. В пределах бассейнов рек, впадающих в Чукотское море, отсутствуют индустриальные промзоны. Котловина Дерюгина Охотского моря известна многочисленными эндогенными источниками, которые могут поставлять ртуть в морскую воду и осадки. Амурский залив Японского моря отличается от других районов исследований, тем что, здесь существуют локальные источники загрязнения: выбросы неочищенных сточных вод г. Владивостока, вынос терригенной взвеси водами рек, судоходная деятельность, загрязнения побережья в местах массового отдыха.

В работе использованы пробы донных осадков, отобранные в экспедициях на НИС «Малахит», НИС «Импульс» в 2004-2014 г. г., НИС «Профессор Хромов» в 2002, 2004, 2009 гг., ГИСУ «Север» в 2006 г., МБ «Шуя» в 2006 г., НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 1996, 2002, 2008–2010 гг., а так же из коллекции лаборатории морского рудообразования ТОИ ДВО РАН. Пробы отбирались дночерпателями, бокс-корероми, гравитационны-

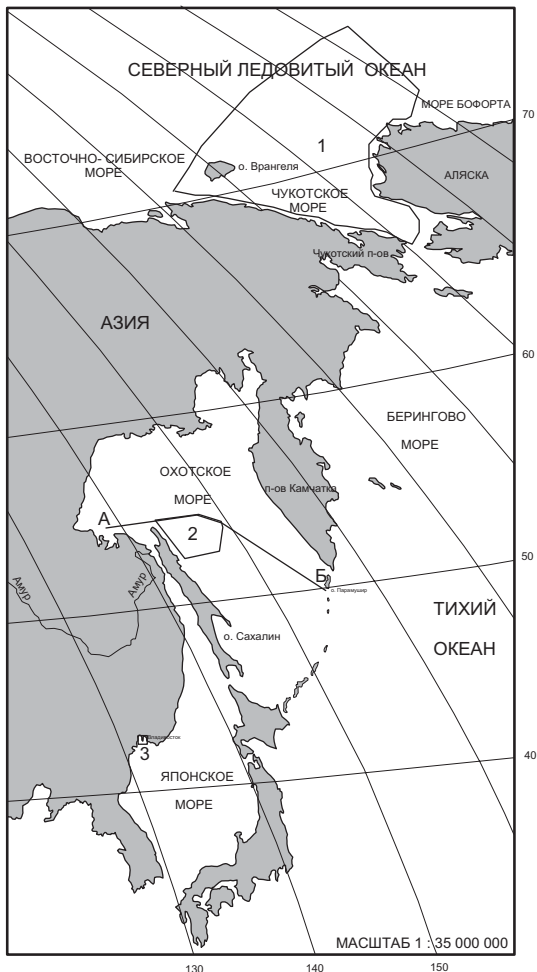


Рисунок 1. Районы работ: 1 – Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана, 2 – котловина Дерюгина Охотского моря, 3 – Амурский залив Японского моря, Профиль А–Б (Шантарские острова – о. Парамушир).

ми и гидростатическими трубками. На содержание Hg проанализировано около 4500 проб донных осадков. Использовался анализатор ртути РА-915+ с приставками РП-91С, ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0.5 нг/г. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1,2,3. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург).

Статистические параметры распределения были рассчитаны с помощью программы GeoStat (версия 7.06).

Статистические параметры распределения содержаний ртути и химических элементов поверхностных донных осадках рассматриваемых районов приведены в табл. 1, 2. Сопоставление с кларком для осадочных пород [Виноградов, 1962] показывает, что в целом средние значения для всех элементов близки, за исключением Pb, Se и Sn для которых зафиксированы более низкие значения и для Mn, характеризующегося более высокими значениями (табл. 2.).

Таблица 1. Статистические параметры распределения концентраций ртути в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	N	S_{Hg}	Фон	Размах	Аномально высокие содержания
Арктический полигон	263	36	26	7–92	146
Охотский полигон	51	61	29	6–197	371
Японский полигон	119	50	13	12198	550

Примечание. N – количество проб, S – среднее значения. При расчете аномальные и ураганные значения не принимались во внимание.

Получены первые фоновые и средние концентрации основных химических элементов. Полученные данные могут быть использованы в качестве фоновых концентраций, и служить репером для постановки последующего мониторинга. Обработка геохимических данных в частности показала, что содержания ртути изменяются с глубиной локализации осадка. В Арктических и Охотском полигонах содержания Hg растут от мелководной зоны к более глубоководным участкам, а в Японском полигоне наблюдается обратная тенденция.

Содержания ртути в донных осадках Чукотского моря и прилегающей части Северного Ледовитого океана варьирует от 12 до 102 нг/г. Максимальные содержания для этого района приурочены к глубоководным районам Северного Ледовитого океана. Минимальные – характерны для Берингово пролива.

Концентрации Hg в донных осадках котловины Дерюгина Охотского моря находятся в интервале 15–600 нг/г. Минимальные содержания характерны для восточного шельфа о. Сахалин. Максимальные характерны для района “Баритовых гор” и факела “Обжирова”. Распределение ртути по колонкам донных осадков неравномерно для этих районов. В районе склона о. Сахалин содержания ртути не превышают фоновые (около 50 нг/г).

Максимальные содержания ртути в донных осадках Амурского залива определяются антропогенным характером поступления от г. Владивостока. Распределение содержания ртути в донных осадках неравномерно и изменяется в диапазоне 15 до 550 нг/г. Повышенные содержания характерны для акватории, прилегающей к г. Владивостоку. Относительно низкие содержания получены для южной части Амурского залива. Установлен приповерхностный максимум в колонках донных осадков, прилегающих к г. Владивосток.

Таблица 2. Среднее содержание химических элементов и Сорг в донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Элемент	S Чукотское море N=57	S Охотское море N=94	S Японское море N=28	Ед. изм.
Hg (45)	36	61	50	нг/г
Al (10.45)	6.3	6.9	7.9	%
Ca (2.53)	1.6		1.32	%
Fe (3.33)	4	3.73	3.62	%
Mg (1.34)	1.4		0.83	%
Si (23.8)	29.3	27.8	27.8	%
As (6.6)	3.02		0.9	10 ⁻⁴ %
Ba (800)	0.07	0.07		10 ⁻⁴ %
Co (20)	0.003	0.002	0.0008	10 ⁻⁴ %
Cu (57)	0.026	0.004	0.002	10 ⁻⁴ %
Mn (0.067)	0.19	0.29	0.024	%
Ni (95)	0.004	0.006	0.003	10 ⁻⁴ %
Se (60)	0.238		0.231	10 ⁻⁴ %
Sn (10)	2.57		0.72	10 ⁻⁴ %
Pb (20)	0.0009	0.002	0.002	10 ⁻⁴ %
Ti (0.45)	0.39	0.37	0.35	%
Zn (80)	0.01	0.01	0.01	10 ⁻⁴ %
Sорг	1.12	2.41	2.14	%

Примечание. В скобках показан кларк для осадочных пород по Виноградову А.П. (1962).

Hg в донных осадках исследуемых морей присутствует в сульфидной форме. Только в колонке донных осадках станции Ge99-29 (котловина Дерюгина) ртуть может находиться не только в сульфидной, но физически сорбированной и хемосорбированной форме.

Ртуть в донных осадках коррелирует с другими химическими элементами. В Амурском заливе хорошие корреляционные связи ее с такими тяжелыми металлами как Cu, Pb. В Чукотском море и прилегающей части Се-

верного Ледовитого океана ртуть коррелирует Cu, Ni, V, Mn. В котловине Дерюгина Hg коррелирует с Mn, Zn, Ni, Cu, Ba.

Значительный вклад в загрязнение ртутью донных осадков Амурского залива вносят неочищенные сточные воды г. Владивостока.

Влияние вещественного состава донных осадков на содержания ртути выражается в приуроченности минимальных содержаний к песчаным осадкам. По мере увеличения содержаний в донных осадках глинистого материала концентрации ртути возрастают. Илы по сравнению с песчаными осадками содержат в 2–6 раза больше ртути.

Автор благодарит Аксентова К.И., Гусева Е.А., Дударева О.В., Ван Рудзяна, Мочалова А.Г. и Шакирова Р.Б. за предоставления дополнительных проб донных осадков для изучения. Автор выражает искреннюю благодарность и признательность А.С. Астахову за ценные советы, конструктивные замечания и пожелания при обсуждении рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН грант (15-П-1-002) и гранта Российского географического общества (“Ртутометрические исследования о. Русского залива Петра Великого Японского моря”).

The content and distribution of mercury in the bottom sediments of the Northeast Asia marginal seas were studied. Maximum mercury contents are found in the areas with active geodynamic conditions and anthropogenic areas of the Amur Bay, the Sea of Japan. Geochemical association of mercury and other chemical elements were identified. Hg background contents have been determined in the determined in the superficial bottom sediments of the studied seas.

Калинчук В.В.

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

Пространственно-временная изменчивость концентрации атомарной ртути (Hg^0) в приводном слое атмосферы в Беринговом море летом 2013 г.

Kalinchuk V.V.

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

Spatial and temporal variability of the atomic mercury concentration in the surface layer of the atmosphere in the Bering Sea in summer 2013

Ключевые слова: ртуть, атмосферный перенос, Берингово море, Арктика

Обычно полярные регионы рассматриваются как чистые и фоновые. Как известно, Арктика находится относительно далеко от основных промышленных центров расположенных в средних широтах северного полушария и количество людей проживающих в Арктике меньше чем где-либо на Земле, за исключением Антарктики. Однако, результаты нескольких относительно недавно проведенных исследований свидетельствуют о том, что в летний период года та часть Северного Ледовитого океана которая покрыта льдом является экспортером ртути в атмосферу [1–3].

В августе 2013 г. в 63 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Беринговом море были проведены непрерывные ртутOMETрические исследования приводного слоя атмосферы (высота около 2 м от поверхности моря), с помощью атомно-абсорбционного спектрометра РА-915+ (ООО «Льюмэкс», г. Санкт-Петербург). Одновременно регистрировались различные метеопараметры. В результате проведенных исследований было выявлено неоднородное пространственное и временное распределение концентрации Hg^0 в приводном слое атмосферы над Беринговым морем – она изменялась в интервале от 0.3 до 2.1 $\text{нг}/\text{м}^3$, и в среднем составляла $1.1 \pm 0.3 \text{ нг}/\text{м}^3$ ($N=4783$). Установленное среднее значение находилось ниже как типичных фоновых концентраций Hg^0 характерных для приземного слоя атмосферы северного полушария – 1.5–1.7 $\text{нг}/\text{м}^3$ [4], так и соответствующих средних значений которые наблюдались в Беринговом море ранее [5–7]. Более всего оно соответствовало фону Южного полушария – 1.1–1.3 $\text{нг}/\text{м}^3$ [8].

Пространственно-временная неоднородность в большей мере была обусловлена пятью периодами (эпизодами), во время которых наблюдался максимальный рост концентрации Hg^0 в воздухе. В течение этих периодов значения изменялись в диапазоне от 0.7 до 2.1 $\text{нг}/\text{м}^3$, средняя концентрация находилась на уровне $1.5 \pm 0.2 \text{ нг}/\text{м}^3$ (табл. 1). В табл. 1 эти периоды отмече-

ны буквами от А до Д. Среди них 3 эпизода (А, Б, Г) характеризовались наиболее резким и наибольшим увеличением концентрации ртути.

За исключением этих пяти эпизодов в остальное время исследований в Беринговом море содержание Hg^0 в приводном слое атмосферы изменялось от 0.3 до 1.8 нг/м^3 и в среднем было на уровне $1.0 \pm 0.2 \text{ нг/м}^3$.

Таблица. Содержание Hg^0 (нг/м^3) в приводном слое воздуха в Беринговом море в августе 2013 г. (63 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»)

Период измерения (число/время, UTC)	Эпизод	Кол-во замеров	Мин. – макс.	Срр±σ
4 / 1:00 – 10:00	А	102	1.1–1.8	1.5±0.1
6 / 9:00 – 7 / 13:00	Б	323	0.9–1.9	1.5±0.2
8 / 12:00 – 9 / 12:00	В	290	0.7–1.7	1.3±0.2
9 / 21:00 – 10 / 21:00	Г	288	1.0–2.1	1.7±0.2
12 / 13:00 – 13 / 5:00	Д	180	0.8–1.9	1.3±0.2
Периоды измерений, за исключением эпизодов А–Д	–	3600	0.3–1.8	1.0±0.2
Весь рейс	–	4783	0.3–2.1	1.1±0.3

Анализ обратных траекторий движения воздушных масс (выполненных с помощью модели HYSPLIT [9]) в точки измерения позволил установить, что во всех пяти эпизодах содержание Hg^0 в воздухе начинало увеличиваться с приходом воздушных масс из нижних слоев тропосферы центральной части Арктики. При этом, в среднем оно оставалось в пределах фонового диапазона для Северного полушария – 1.5–1.7 нг/м^3 . Однако, относительно среднего значения ($1.0 \pm 0.2 \text{ нг/м}^3$), установленного для периодов, когда воздушные массы приходили в атмосферу над Беринговым морем из других районов, оно возрастало в среднем на 50%.

Наиболее вероятная причина летнего роста концентрации Hg^0 в приземном слое атмосферы центральной, покрытой льдами части Арктики представляется в протекании неких прямо либо опосредовано индуцированных солнечной энергией процессов где-то в слое «поверхностный слой воды – лед». В результате чего образуется и/или высвобождается ртуть в атомарной форме, которая поступает в приземный слой атмосферы и насыщает его.

Таким образом, в результате исследований впервые было установлено, что атомарная ртуть достигающая летом повышенного содержания в нижнем слое тропосферы покрытой льдами части Арктики может атмосферными течениями переноситься на дальние расстояния, в частности в Берингово море.

Автор выражает благодарность С.А. Горбаренко за организацию и проведение экспедиции. *Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №14-05-00723).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aspö K., Temme C., Berg T. et al. Mercury in the atmosphere, snow and melt water ponds in the North Atlantic Ocean during Arctic summer // *Environ. Sci. Technol.* 2006. V. 40. P. 4083–4089.
2. Andersson M.E., Sommar J., Gardfeldt K., Lindqvist O. Enhanced concentrations of dissolved gaseous mercury in the surface waters of the Arctic Ocean // *Marine Chemistry*. 2008. V. 110. P. 190–194.
3. Fisher J.A., Jacob D.J., Soerensen A.L. et al. Riverine source of Arctic Ocean mercury inferred from atmospheric observations // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. P. 499–504.
4. Lindberg S., Bullock R., Ebinghaus R. et al. A synthesis of progress and uncertainties in attributing the sources of mercury in deposition. *Ambio*. 2007. № 36(1). P. 19–32.
5. Колесник А.Н. Содержание общей ртути над акваторией северной части Берингова моря // *Геология, география и экология океана: мат-лы Междунар. науч. конф. (8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону)* / Ростов-на-Дону: ЮИЦ РАН, 2009. С. 160–164.
6. Астахов А.С., Иванов М.В., Ли Б.Я. Гидрохимические и атмохимические ореолы рассеяния ртути над гидротермальными источниками подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // *Океанология*. 2011. Т.51. №5. С.879–888.
7. Kang H., Xie Z. Atmospheric mercury over the marine boundary layer observed during the third China Arctic Research Expedition // *J. of Envir. Sci.* 2011. V. 23. № 9. P. 1424–1430.
8. Slemr F., Brunke E.G., Ebinghaus R. et al. Worldwide trend of atmospheric mercury since 1977 // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 10. doi:10.1029/2003GL016954.
9. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). Model access via NOAA ARL READY Website. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2013. <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>. (дата обращения: 08.12.2013).

In August 2013 in the Bering Sea a mercury study of the air was conducted. It was found that the Hg^0 concentration in the surface layer of the atmosphere increases with the arrival of air masses from the lower layer of the troposphere of the central Arctic. The most likely reason for this phenomenon is the fact that in the summer somewhere in the layer «surface sea water-atmosphere» there are certain processes induced by solar energy as a result of which the atomic mercury emitted into the atmosphere and enriches it.

Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail:
ankuznecov@sfedu.ru)

Многолетняя динамика естественной трансформации мазута на побережье Керченского пролива в районе крушения танкера

Kuznetsov A.N., Fedorov Yu.A.

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Long-Term Dynamics of the Fuel Oil Natural Transformation on the Strait of Kerch Coast in the Area of a Tanker Wreck

Ключевые слова: нефтяной разлив, мазут, углеводороды, смолистые компоненты, трансформация, Керченский пролив

11–12 ноября 2007 г. в южной части Керченского пролива во время сильного шторма разломился надвое танкер «Волгонефть-139». В результате в воду попало около 1.3 тыс. т мазута марки М-100. Большая часть разлившегося мазута была выброшена на побережья кос Тузла и Чушка. В ходе последующих очистных мероприятий, по официальным данным, с российских и украинских берегов было собрано около 48 тыс. тонн пропитанных мазутом пляжевых отложений и водорослей. В то же время, отдельные недоступные для техники и ручной обработки участки побережий сохранили следы загрязнения. Кроме того, утечки мазута продолжались из затонувшей носовой части танкера «Волгонефть-139» и после завершения очистки побережья вплоть до ее подъема в августе 2008 г. Изучению влияния этого разлива на экосистемы Керченского пролива, Азовского и Черного морей посвящена целая серия научных работ [1–7].

В настоящей работе рассматриваются результаты семилетних (декабрь 2007 г., август – сентябрь 2008–2014 гг.) ежегодных наблюдений за изменением количества и состава мазута, выброшенного на побережье Керченского пролива, под действием природных факторов. Выполненные исследования включали визуальную оценку уровня нефтяного загрязнения береговой зоны, опробование воды, колонок береговых и донных отложений, сбор и описание образцов нефтяных агрегатов и сликов. Анализ проб выполнялся в соответствии с современными аттестованными методиками, включающими колоночную и тонкослойную хроматографию, оптические и гравиметрические методы, позволяющие разделять экстрагируемые вещества на три хроматографические группы: 1) алифатические, алициклические, моно- и диароматические углеводороды (УВ); 2) полициклические ароматические углеводороды (ПАУ); 3) смолистые компоненты – смолы и



Рисунок 1. Схема расположения станций наблюдений и отбора проб в районе Керченского пролива в 2007–2014 гг.

асфальтены (СК), определять их содержание, а также выявлять присутствие углеводородов современного биологического происхождения [8]. В общей сложности, за семь лет наблюдений в Керченском проливе были отобраны и проанализированы 66 проб воды, 20 колонок донных и пляжевых отложений мощностью до 50 см, разделенных на 86 проб, 115 проб нефтяных slickов.

Результаты наблюдений показали сохранение высокого уровня нефтяного загрязнения водной толщи в районе аварии вплоть до мая 2011 г. (в среднем 0.16–0.43 мг/л). Обращает внимание заметное увеличение концентраций летом 2008–2010 гг., что может быть связано с активной деструкцией slickов, остающихся в зоне прибоя. В колонках донных отложений, отобранных по фарватеру Керченского пролива в августе 2008 г., содержание суммы нефтяных компонентов не превышало 0.15 мг/г сухой массы (с.м.), что соответствует фоновым значениям [5, 6].

В ходе обследований побережья Керченского пролива на всем протяжении Тузлинской дамбы со стороны Черного моря на составляющих ее основу блоках известняка, а также на блоках песчаника и известняка берегозащитных сооружений основания косы Чушка нами регулярно фиксировались многочисленные подсохшие с поверхности корки и потеки мазута. На примыкающих к Тузлинской дамбе пляжах и на берегу косы Чушка вдоль уреза воды и в толще пляжевого материала на глубине до 25 см в 2007–2010 гг. местами фиксировались скопления загрязненных водорослей и

створок моллюсков, пропитанные мазутом прослойки песка (с концентрациями поллютанта 4.41–351 мг/г с.м.). Впрочем, на большинстве береговых станций в колонках песчаных отложений содержание углеводов не превышало 0.23 мг/г с.м. Судя по люминесцентным характеристикам проб, они были представлены преимущественно продуктами современного биосинтеза.

Регулярные обследования наиболее загрязненных участков побережья показали закономерное уменьшение количества и размеров все еще сохранявшихся следов разлившегося мазута. Вследствие трансформации, в наибольшей степени затрагивающей углеводородную фракцию, ее доля в составе slickов в течение всего периода наблюдений закономерно сокращалась, при этом остаточное содержание суммы смол и асфальтенов, устойчивых к биохимической трансформации, наоборот, увеличивалось. В этой связи, ранее нами была высказана и теоретически обоснована идея о возможности использования соотношения между содержанием суммы нефтяных углеводов (УВ) и суммы смолистых компонентов (СК) в качестве упрощенного показателя степени трансформации разлившейся нефти [9]. Экспоненциальный характер изменения этого соотношения во времени (рис. 2) позволяет использовать для описания динамики процесса кинетическое уравнение реакции первого порядка:

$$\alpha_t = \alpha_0 \cdot e^{-kt},$$

где α_0 и α_t – значения соотношения УВ/СК в начальный момент и через временной интервал t , а k – константа скорости, равная доле поллютанта, претерпевшего трансформацию за единицу времени, и связанная с полупериодом трансформации (T) выражением $k = \ln 2 / T$. Таким образом, константа скорости (k) и полупериод (T) изменения соотношения УВ/СК могут служить показателями скорости самоочищения загрязненных побережий. Причем, на наш взгляд, они подходят для этого лучше, чем массовые концентрации поллютанта, поскольку позволяют исключить влияние процессов переноса и рассеивания.

Согласно полученным данным, в однотипных ландшафтных условиях ключевым фактором, определяющим разброс значений полупериода трансформации поллютанта, является его дисперсность, от которой зависит поверхность соприкосновения с воздухом, морской водой и субстратом. Особенно медленно ($T = 1415$ сут.) трансформируются крупные скопления мазута в трещинах блоков горных пород в нижней части зоны прибойя, особенно на участках, закрытых от прямого воздействия волн. Примерно в три раза активнее ($T = 480$ сут.) подвергаются деструкции тонкие пленки мазута в верхней части волноприбойной зоны, постоянно испытывающей воздействие воздуха и ультрафиолетовых солнечных лучей, вызывающих фотохимическое окисление.

Если вести речь о пространственной дифференциации, на северном побережье Керченского пролива, обращенном навстречу преобладающим се-

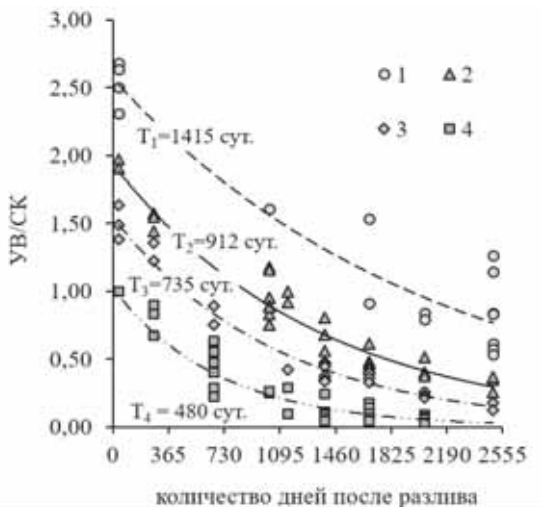


Рисунок 2. Изменение соотношения между содержанием углеводов и смолистых компонентов мазута (УВ/СК) на блоках известняка Тузлинской дамбы и берегозащитных сооружениях Керченского пролива:

1 – крупные скопления мазута, укрытые от воздействия прилива; 2 – толстые корки мазута 3 – тонкие корки и потеки; 4 – пленки мазута; T – средние значения полупериодов трансформации (индекс соответствует номеру в легенде).

веро-восточным ветрам, омываемом менее солеными азовскими водами, содержащими значительное количество биогенных компонентов, скорость трансформация мазута несколько выше, чем на южном, черноморском побережье. Сравнение с данными аналогичных исследований на побережьях Франции и Испании [10] свидетельствует о том, что в береговой зоне Керченского пролива, в условиях большего количества солнечных дней, больших значений суммы активных температур воздуха, меньших глубин, лучшей прогремости водной толщи в теплое время года, меньшей солености морских вод, отсутствия приливо-отливных явлений и, как следствие, большего времени воздействия на слики ультрафиолетового излучения и воздуха, процесс распада мазута протекает в два раза активнее.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (грант Президента РФ НШ-5548.2014.5, проектная часть госадаания в сфере научной деятельности, проект 5.1848.2014/К), РФФИ (проект 13-05-93105-НЦНИЛ_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Керченская авария: последствия для водных экосистем / Под ред. И.Г. Корпаковой, С.А. Агапова. Ростов-н/Д.: ФГУП АзНИИРХ, 2008. 229 с.
2. Матишов Г.Г., Бердников С.В., Савицкий Р.М. Экосистемный мониторинг и оценка воздействия разливов нефтепродуктов в Керченском проливе. Авария судов в ноябре 2007 г. Ростов-н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 78 с.
3. UNEP. Oil Spill in the Kerch Strait. Ukraine Post-Disaster Needs Assessment. United Nations Environment Program, 2008. 80 p.
4. Оценка загрязнения морской среды Керченского пролива и прилегающих акваторий морей в результате аварийного разлива нефтепродуктов 11 ноября 2007 г. по данным математического моделирования, регулярного мониторинга и эпизодических наблюдений. М.: ГОИН, 2009. 71 с.
5. Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А. Закономерности распределения и трансформации нефтяного загрязнения в районе техногенной катастрофы в Керченском проливе // Известия Русского географического общества. 2010. Т. 142. Вып. 2. С. 53–59.
6. Kuznetsov A.N., Fedorov Yu.A., Fattal P. Les effets et le comportement du fioul déversé en 2007 dans le détroit de Kertch suite à un naufrage de pétrolier // Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens. 2012. № 119. P. 91–99.
7. Матишов Г.Г., Степаньян О.В., Харьковский В.М., Сойер В.Г. Современные данные по загрязнению Азовского и Черного морей углеводородами нефти // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10. № 4. С. 49–52.
8. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Проблемы нефтяного загрязнения пресноводных экосистем. Ростов-на-Дону: НОК, 2008. 222 с.
9. Федоров Ю.А., Страдомская А.Г., Кузнецов А.Н. Закономерности трансформации нефтяного загрязнения в водотоках по данным многолетних наблюдений // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 3. С. 327–337.
10. Kuznetsov A.N., Fedorov Yu.A., Fattal P., Zagranichny K.A., Ebner F. Dynamics of Spilled Oil Natural Transformation on the Sea Coasts in Different Geographical Conditions // 14th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2014. Conference proceedings. V. 2. Sofia (Bulgaria): STEF92 Technology Ltd., 2014. P. 561–568.

The paper examines the results of seven-year field observations of natural transformation of fuel oil spilled in the Strait of Kerch in November 2007. In the course of time, on the seacoast an exponential decrease of the ratio between hydrocarbons and asphaltic components of weathered fuel oil traces was revealed. On the northern windward coast of the strait influenced by shallow, low-salinity and highly bio-productive waters of the Sea of Azov the spilled fuel oil trends to disappear more rapidly than on its southern coast washed by the Black Sea.

**Киселев Г.П.¹, Баженов А.В.¹, Дружинин С.В.¹,
Киселева И.М.¹, Сиккиля Н.С.²**

(¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск,
e-mail: kiselevgp@yandex.ru; ²Государственный природный заповедник
«Костомукшский», г. Костомукша)

Естественные и искусственные радиоактивные изотопы донных отложений озера Каменного (Республика Карелия)

**Kiselev G.P.¹, Bazhenov A.V.¹, Druzhinin S.V.¹,
Kiseleva I.M.¹, Sikkilja N.S.²**

(¹Institute of Environmental Problems of the North of the Ural Branch of RAS, Ark-
hangel'sk; ²State nature reserve "Kostomuksha", Kostomuksha)

Natural and artificial radioactive isotopes in sediments of Lake Kamennoe (Karelia)

Ключевые слова: Костомукшский государственный заповедник, озеро Каменное,
радиоактивные изотопы цезий-134, цезий-137, калий-40, радий-226, торий-232.

Озеро Каменное находится на водосборе беломорского бассейна на границе России и Финляндии и входит в состав Костомукшского государственного заповедника. Его экологическое состояние определяется на наш взгляд западным атмосферным переносом, что в первую очередь определяет актуальность радиоактивного исследования, в связи с двумя атомными электростанциями Финляндии. В 2012 г. сотрудниками лаборатории экологической радиологии было проведено исследование радиоактивности донных осадков оз. Каменного, где в устье губы Камалаhti установлены сравнительно высокие значения удельной активности искусственного изотопа цезия-137 в пробах 39, 41 и 42, составляющие 682, 873, 795 Бк/кг соответственно, что потребовало дальнейшего их детального изучения. В 2013 и 2014 гг. в рамках проводимых исследований радиоактивности донных осадков и прибрежных почв ряда озер в районе, прилегающем к Костомукшскому заповеднику, – ламбина «Карьер», оз. Окуневое, оз. Поппярви, оз. Кентоярви, оз. Ломо, оз. Костомукшское, оз. Корианги, ламбина за обогатительной фабрикой исследования донных отложений оз. Каменного были продолжены. Пробы донных отложений оз. Каменного отбирались с моторной лодки ковшом объемом 3 л. Основными объектами исследований являлись искусственные радиоактивные изотопы – цезий-134 и цезий-137 и естественные радиоактивные изотопы – калий-40, радий-226 и торий-232. Всего за период 2012–2014 гг. было отобрано 87 проб донных отложений в соответствии с рис. 1, которые в лабораторных условиях доводились до воздушно-сухого состояния, после чего определялся их литологический состав. Удельные активности естественных и искусственных радионуклидов

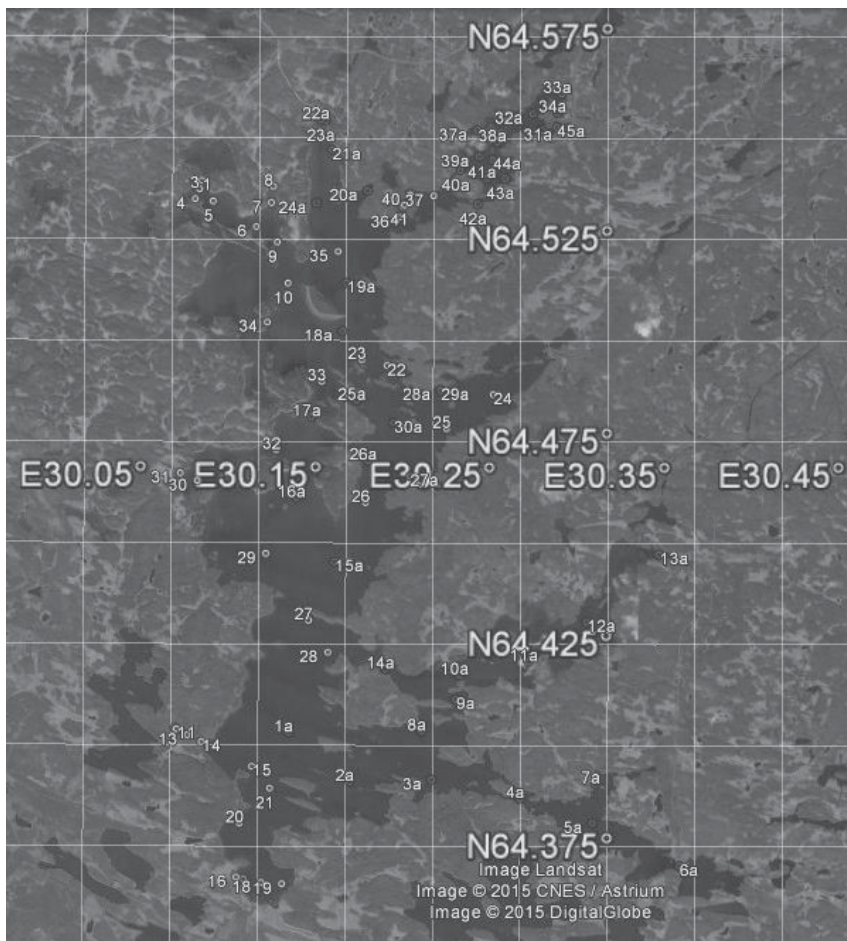


Рисунок 1. Схема отбора проб донных отложений оз. Каменного в период с 2012 по 2014 гг.

измерялись геометрии Маринелли (1л) на гамма-спектрометре «Прогресс-гамма». Погрешность измерений составила от 10 до 30%.

Удельная *активность короткоживущего изотопа цезия-134* (период полураспада примерно 2 года) – от 2 до 12 Бк/кг зафиксирована в 46% исследованных проб донных отложений озера. По площади дна озера изотоп распределен неравномерно. Например, из 22 проб, отобранных в северо-восточном заливе на севере озера, цезий-134 определен в 12 пробах; в 4-х пробах его удельная активность составила 8, 9, 10 и 12 Бк/кг. Из 25 проб в

средней части озера цезий-134 зафиксирован в 9 пробах, удельная активность которого изменяется от 1 до 7 Бк/кг. На наш взгляд, появление этого изотопа указывает на современное поступление искусственной радиоактивности в озеро, так как чернобыльский цезий-134 уже полностью распался. Среднее значение удельной активности цезия-137 в донных отложениях озера варьирует от 27 до 70 Бк/кг и составляет 50 Бк/кг; в расчет не включены значения активности выше 100 Бк/кг (14 проб). Значения удельной активности цезия-137 более 100 Бк/кг приурочены к мелкодисперсным осадкам (пелитам различной окраски) озера Каменного, что является нормой для донных отложений морей и озер. В связи с широким распространением этого изотопа в почвах и донных осадках северного полушария Земли эти показатели являются не значительными. Их природа это и свежие поступления от действующих атомных электростанций, аварии на АЭС Фукусима, и результат глобальных выпадений в период интенсивного освоения ядерной энергии в разных странах.

Изотоп калий-40 зафиксирован практически во всех пробах донных отложений озера (данных нет по 5 пробам). Удельная активность калия-40 изменяется от 35 до 624 Бк/кг, определенной закономерности в ее пространственном распределении не наблюдается. Однако, калий-40 в большей мере появляется в мелкодисперсной фракции донных отложений озера Каменного в Костомукшском заповеднике. Так на севере озера в северо-западном заливе удельная активность калия-40 – 421 Бк/кг (проба -2) и 413 Бк/кг (проба 8) установлена в сером и светло-сером пелите. В вершине северного залива в пробах 22 и 23, представленных песком серо-коричневым илистым мелкозернистым и крупнозернистым, отобранных практически в одной точке, определена удельная активность калия-40 – 364 и 398 Бк/кг соответственно. В южной части озера максимальная удельная активность калия-40 в донных отложениях озера – 624 Бк/кг замерена в пробе серого пелита (проба 8), отобранной между островом и берегом. Здесь же в пробе серого пелита с железомарганцевыми конкрециями (проба 2), равноудаленной от берега и близ лежащих островов, активность калия-40 составляет 460 Бк/кг.

Удельная активность радия-226 в донных отложениях по площади дна озера изменяется от 3 до 76 Бк/кг (в одной пробе в северо-восточном заливе). На севере озера в северо-восточном заливе она имеет наибольшее среднее значение удельной активности – 24 Бк/кг, в средней части озера и на юге озера в заливах коло 10 и 11 Бк/кг соответственно, в южной половине озера – 14 Бк/кг.

Удельная активность тория-232 варьирует от 3 до 45 Бк/кг (в одной пробе в средней части озера). В средней части озера средняя удельная активность тория-232 наибольшая – 23 Бк/кг, в остальных районах она составляет от 9 до 19 Бк/кг.



Рисунок 2. Распределение изотопов калия-40 и цезия-137 в естественных донных осадках и подверженных техногенному воздействию железорудного комбината

В связи с работой Костомукшского горно-рудного комбината нами изучалось его влияние на систему озер, прилегающих к комбинату. В результате было показано, что донные осадки, подверженные влиянию сбросов обогатительной фабрики обогащены изотопом калий-40 и обеднены изотопом цезий-137 (рис. 2). Железные руды обогащены естественным калием, который при фабричном обогащении железа сбрасывается в озеро Костомукшское и попадает в донные осадки, при этом разубоживает в донных осадках цезий-137.

При изучении радиоактивности донных осадков озера Каменного в Костомукшском заповеднике такого явления мы не наблюдаем, что указывает на отсутствие влияния комбината на водную систему заповедника.

Работа выполнена при поддержке проектов фундаментальных исследований УрО РАН 2015-2017гг. Номер 15-15-5-48.

The study of natural and artificial radioactive isotopes in sediments of continental reservoirs provides an indication of radioactive contamination of water reservoirs and anthropogenic impact on them.

**Куршева А.В., Литвиненко И.В.,
Моргунова И.П., Петрова В.И.**

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург,
e-mail: petrovavi@mail.ru)

Содержание и состав полициклических ароматических углеводородов в донных осадках Штокмановской площади

Kursheva A.V., Litvinenko I.V., Morgunova I.P., Petrova V.I.
(FSUE “VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg”, Saint-Petersburg)

The content and composition of polycyclic aromatic hydrocarbons in bottom sediments of the Shtokman area

Ключевые слова: полициклические ароматические углеводороды, донные осадки, Штокмановская площадь, рассеянное органическое вещество.

В широком спектре органических загрязняющих веществ полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) занимают особое положение, которое обусловлено их высокой канцерогенностью и токсичностью. В то же время, присутствие ПАУ в различных геологических объектах – почвах, осадках акваторий, осадочных породах, может быть обусловлено как техногенными, так и природными процессами. Целый ряд полиароматических соединений (ретен, кадален, перилен, алкилхризены) являются дериватами биогенных предшественников [1] и образуют устойчивый геохимический фон в осадках акваторий [2–4]. В зонах субаквальной разгрузки флюидов возможно поступление ПАУ при миграционных процессах из глубинных горизонтов осадочного разреза [5]. Природным источником ПАУ может быть также размыв и переотложение древних осадочных пород [2, 6].

Выявление аномалий распределения ПАУ особенно актуально в компонентах геологической среды нефтегазоперспективных районов акваторий, где миграционный поток из продуктивных горизонтов является одним из важных факторов формирования локального геохимического фона. На этапах последующих геологических и разведочно-поисковых работ наряду с прямым техногенным воздействием на осадки акватории, возможна интенсификация флюидного подтока УВ. Опережающие мониторинговые исследования могут послужить основой для определения сценария развития данного процесса и создают основу для последующего геоэкологического контроля при разведочных и добычных работах.

В ходе многолетних исследований донных отложений западно-арктического шельфа были выявлены фоновые характеристики состава и распределения рассеянного органического вещества [7]. Наряду с этим, в осадках Южно-Баренцевоморской впадины геохимические параметры РОВ носили аномальный характер, специфика которых не могла быть объяснена

на основе процессов современной седиментации [7]. Локализация аномалии в районе Штокмановской площади явилась веским аргументом для проведения детальных мониторинговых исследований.

Материалом исследования послужили донные осадки, отобранные в ходе экспедиционных работ ВНИИО 1992–2006 гг. (НИС «Геолог Ферсман», НИС «Профессор Логачев», «Гидролог», НИС «Иван Петров»). Образцы для камеральных анализов помещали в стерильную тару и сохраняли при -18°C . Аналитическая процедура включала: определение содержания органического ($C_{\text{орг}}$) и карбонатного ($C_{\text{карб}}$) углерода, сокслетную экстракцию битумоидов, определение их группового состава, хроматографическое фракционирование с выделением суммы метано-нафтеновой и ароматической фракций УВ. Анализ фракций УВ проводили методом ГХ-МС на комплексе Agilent 6850/5973 с квадрупольным масс-детектором и программным комплексом обработки аналитической информации.

Голоценовые отложения изученного полигона представлены бескарбонатными алевритистыми пелитами с выдержанными литолого-минералогическими характеристиками, типичным для центральной глубоководной части Баренцева моря [9]. Вместе с тем, содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в них превышает средние значения, характерные для тонкозернистых осадков данного района (2–3% и 1.2–1.4 % соответственно). Содержание в осадках битуминозных компонентов (0.09%) и углеводов (0.005%) также несколько превышает региональный геохимический фон. Специфичным является и состав УВ, в котором содержание ароматической фракции достигает 57%.

Содержание ПАУ в осадках за весь период наблюдений (1992–2006 гг.) варьирует в широких пределах (100–800 нг/г), достигая в ряде случаев аномальных величин (>2000 нг/г), что существенно превышает значения для юго-восточной части Баренцева (ЮВБМ) моря в целом [2, 6].

Сопоставление региональных и локальных особенностей распределения ПАУ, приведённое на рис.1А, позволяет оценить вклад и временные тренды соотношения пирогенной и нафтидогенной составляющих. Для осадков ЮВБМ характерно преобладание нафтидогенных ПАУ с тенденцией роста содержания всех компонентов во времени. Осадки Штокмановской площади на начальном этапе наблюдений (1990-е) характеризовались более высоким содержанием суммы ПАУ, а в их составе 4–6 ядерных соединений (пирогенных). Последующие наблюдения (2000-е) свидетельствуют о незначительном росте содержания ПАУ преимущественно за счёт нафтидогенной составляющей.

При этом относительное содержание нафтидогенных компонентов, возрастает в верхней части осадочного разреза, где достигает более 40% от суммы ПАУ (рис.2А). Это может быть обусловлено более интенсивным поступлением в осадки денудированных древних пород. Вместе с тем, нельзя исключить поступление и избирательное накопление низкомолекулярных

ПАУ за счёт вертикальной миграции глубинного УВ флюида, что характерно для зон нефтегазопроявлений [2]. Специфика состава ПАУ может быть обусловлена сипинговой миграцией, при которой глубинный флюид оставляет геохимический след в поверхностных осадках благодаря остаточной аккумуляции в местах газовой разгрузки.

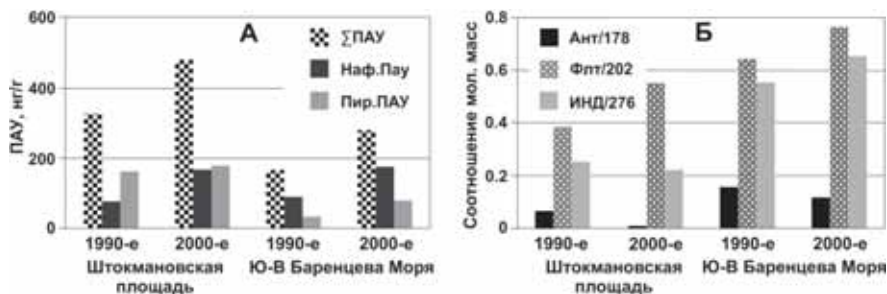


Рисунок 1. Временные тренды распределения ПАУ в донных отложениях Штокмановской площади.

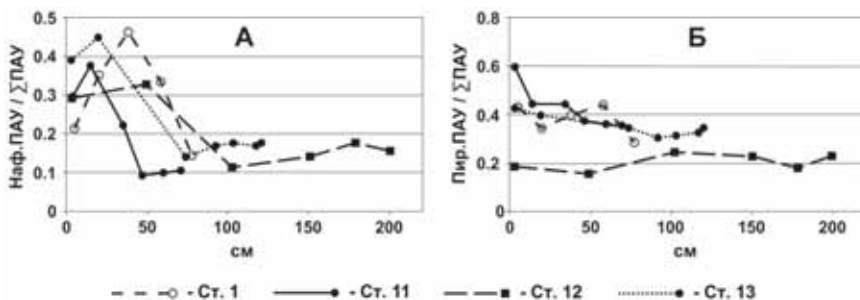


Рисунок 2. Распределение характеристик ПАУ в осадочной толще Штокмановской площади.

Соотношения молекулярных масс ПАУ (рис.1Б) свидетельствуют о незначительном влиянии техногенных источников [4] на формирование композиционного состава полиаренов донных осадков Штокмановской площади. Причём данная тенденция сохраняется во всём временном интервале наблюдений. В осадочном разрезе значение эти показатели весьма стабильно (рис.1Б), что позволяет предположить их фоновый характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hautevelle Y., Michels R., Malartre F., Trouiller A. Vascular plant biomarkers as proxies for paleoflora and paleoclimatic changes at the Dogger // *Org. Geochem.* 2006. V. 37. P. 610–625.
2. Dahle S., Savinov V., Petrova V. et al. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources // *Norwegian Journal of Geology.* 2006. V. 86. P. 41–50.
3. Yunker M., Snowdon L., Macdonald R. et al. Polycyclic aromatic hydrocarbon composition and potential sources for sediment samples from Beaufort and Barents seas // *Environ. Science & Technology.* 1996. V. 30. P. 1310–1320.
4. Yunker M., Macdonald R., Snowdon L. et al. Alkane and PAH biomarkers as tracers of terrigenous organic carbon in Arctic Ocean sediments // *Org. Geochem.* 2011. V. 42. P. 1109–1146.
5. Boitsov S., Petrova V., Jensen H. et al. Petroleum-related hydrocarbons in deep and subsurface sediments from South-Western Barents Sea // *Marine Environmental Research.* 2011. V. 71. P. 357–368.
6. Dahle S., Savinov V., Klungsøyr J. et al. Polyaromatic hydrocarbons (PAHs) in the Barents Sea sediments: Small changes over the recent 10 years // *Marine Biology Research.* 2009. V. 5. P. 101–108.
7. Данюшевская А.И., Петрова В.И., Яшин Д.С. и др. Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового Океана. Ленинград: Недра, 1990. 280 с.
8. Петрова В.И., Батова Г.И. Углеводородные аномалии в донных осадках Баренцева моря: природа и источники // Тезисы докладов XII Международной школы по морской геологии. М.: ГЕОС, 1997. P. 95–96.
9. Andreeva I., Zinchenko A, Vanshtein B. et al. Geocological Zonation of the Russia Arctic Shelf at the morpholithodynamic basis // Fifth Workshop on Land Ocean Interactions in the Russian Arctic (LOIRA). Moscow, Book of abstracts. 2002. P. 9–11.

Specifics of the composition of PAHs may be due to the seeping migration at which fluid leaves deep geochemical traces in surface sediments in areas of the gas discharge. The formation of the composite structure of polyarenes in sediment of Shtokman area have little technogenic sources. And this trend continues throughout the period of observation. The sedimentary section of the importance of these indicators is very stable, which suggests their background character.

**Мазухина С.И.¹, Маслобоев В.А.¹,
Чудненко К.В.², Максимова В.В.¹**

(¹ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: mazukhina@inep.ksc.ru;

²ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск)

Моделирование в изучении Арктических и Дальневосточных морей России

**Mazukhina S.I.¹, Masloboev V.A.¹,
Chudnenko K.V.², Maksimova V.V.¹**

(¹Institute of Problems of Industrial Ecology of the North, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Apatity; ²Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk)

Modeling of the investigation of Arctic and Far Eastern seas of Russia

Ключевые слова: физико-химическое моделирование, ПК «Селектор», Охотское и Японское (Амурский залив) моря, река Раздольная, река Юрьева, разливы нефти

Нефть и нефтепродукты, поступающие в окружающую среду при добыче, переработке, транспортировке, аварийных ситуациях, являются источником серьезной экологической опасности. Наиболее опасны воздействия такого типа загрязнителей на гидрогеологическую среду морских и речных бассейнов в связи с мобильностью водной фазы и ее важностью в обеспечении условий, необходимых для протекания всех жизненно важных процессов.

Результаты мониторинга загрязнения морских вод и донных отложений прибрежных районов морей Российской Федерации наиболее развитых урбанистических территорий по гидрохимическим показателям свидетельствуют, что качество воды изменяется от «умеренно-загрязненной» до «загрязненной». Характеристики загрязнений вод в условиях Крайнего Севера были изучены нами на примере Кольского залива Баренцева моря [1,2]. Была построена термодинамическая модель взаимодействия нефтепродуктов с природными водами, адаптированная к условиям Мурманской области и позволяющая оценивать экологическую обстановку и прогнозировать негативное воздействие разливов нефти и нефтепродуктов. На основании результатов мониторинга морских вод Кольского и Кандалакшского заливов (2011–2012 гг.) и сопоставлении составов вод заливов и Мирового океана, показано, что содержание Ni, Cu, Zn в водах заливов на несколько порядков выше, чем в водах океана. Имеющиеся гидрохимические анализы были использованы при моделировании ионного состава поверхностных и придонных морских вод. Рассмотрены особенности взаимодействия

нефти с морскими и пресными водами. Установлены как сходства, так и различия в проявлении взаимодействия «вода–нефть» в морских и пресных системах:

- возникновение окислительно-восстановительного барьера;
- изменение значений pH;
- образование органокомплексов и состав новообразованных фаз.

Во многом подобные процессы наблюдаются и в гидрогеологических бассейнах Дальнего Востока, где в 2012 г. ухудшилось качество вод в Амурском и Уссурийском заливах, а также в заливе Находка с переходом от степени «загрязненные» к степени «грязные» [3]. При этом приоритетными загрязняющими веществами являются нефтяные углеводороды, однако концентрация фенолов, СПАВ, тяжелых металлов, пестицидов также очень значительна и часто превышает допустимые нормативы.

Целью данной работы было сопоставить результаты моделирования взаимодействия «нефть–вода», полученные на объектах Мурманской области, с гидрогеологическими объектами Дальнего Востока, для которых имеется достаточно надежный набор составов вод и гидрогеохимических параметров [4–6].

Основным инструментом исследования морских систем был выбран программный комплекс «Селектор» [7], позволяющий проводить изучение физико-химических процессов реальных природных объектов. Именно с его помощью были построены адекватные модели эволюции природных вод Кольского полуострова [1–2].

Объектами исследования были выбраны Дальневосточные моря – Охотское и Японское (Амурский залив) и реки Раздольная и Юрьева.

Амурский залив (pH = 8.1) представляет собой северо-западную часть залива Петра Великого. В северной части в него впадает река Раздольная – наиболее значительная водная артерия Южного Приморья. Воды реки Раздольная (pH = 7.02) относятся к гидрокарбонатному классу. Присутствие пресноводного стока в Амурской залив накладывает свое влияние на соотношения главных солеобразующих ионов. Химический состав воды залива рассчитан из солёности 27.41‰ [4]. Химический состав залива и реки указаны в работах [5,6].

Река Юрьева протекает на острове Парамушир, одном из крупных островов Курильской гряды. В долине реки расположен крупный очаг разгрузки термальных вод, представленный Верхне-Юрьевскими термальными источниками (ВЮТИ).

Воды ВЮТИ высокотемпературные (42.0–85.5°C), высокоминерализованные (до 14 г/л), ультракислые (pH<2). Температура воды в реке ниже разгрузки возрастает до 44.3°C (исток – 8°C), а к устью уменьшается до 18°C [8]. На протяжении 3 км река не принимает почти никаких притоков и впадает в Охотское море прозрачным зеленоватым потоком [9]. Химический состав морской воды Охотского моря рассчитан из солёности 32.74‰.

Химический состав реки Юрьевой и Охотского моря взяты из работы [9].

В ходе проведенного исследования поставлены и решены следующие задачи:

1. По аналитическим данным созданы термодинамические модели пресных и морских вод;

2. Изучены различные сценарии взаимодействия морской и пресной воды (1000 кг) с нефтью (100 г.), где количество нефти учитывалась в зависимости от степени взаимодействия – $10^{-\xi}$. В моделях ξ изменялась от 3 до –2, что соответствовало изменению содержания нефти от 0.1 мг/л до 10 г/лв системе «вода–нефть». Состав нефти (масс %): С – 86, Н – 13 [10]. Все расчеты проведены при 25°C и P = 1 бар.

Исследования проводились при следующих допущениях:

1. Взаимодействие воды (морской, речной) с нефтью происходит в закрытых, относительно атмосферы, условиях. В природных системах это может соответствовать постоянному подтоку нефти в водную среду;

2. Конечные продукты разложения нефти – CO₂ и CH₄;

3. Расчеты выполнялись с азотфиксацией (т.е. с образованием в восстановительных условиях NH₃ и NH₄⁺) и без нее.

Основные полученные результаты представляют следующие положения.

Образование окислительно-восстановительного барьера в различных водоемах меняется весьма существенно: в морских системах для Охотского моря $\xi = 0.19$, Амурского залива $\xi = 0.18$, что отличается от значений полученных ранее для Кольского и Кандалакшского заливов ($0.1 < \xi < 0.08$). Оценка пресных вод реки Раздольная ($\xi = 0.07$) аналогична тем данным, что получены для пресных водоемов Кольского края. Низкое значение pH реки Юрьева (pH=2.21) обусловлено высоким содержанием растворенной серы, поступающей в реку с гидротермальными водами. В результате химических взаимодействий образуется буферная зона серной кислоты. Изменение окислительно-восстановительных условий происходит при $\xi = -0.7$ (рисунок) что доказывает уникальность данного природного объекта. Концентрации органокомплексов CaCH₃COO⁺, MgCH₃COO⁺, NaCH₃COO⁰ в морских водах выше на 2 порядка, чем в реках. Изменение окислительно-восстановительных условий оказывает влияние на формирование газовой фазы и новообразованных твердых фаз. В восстановительных условиях происходит образование атмосферы состава CH₄-H₂S-CO₂. В твердой фазе выпадают FeS₂, ZnS, карбонаты (Охотское море); помимо FeS₂, ZnS, PbS происходит образование самородной серы, алумосиликатов (река Юрьева).

Анализ результатов моделирования подтвердили закономерности, установленные на объектах Мурманской области. Вместе с тем были выявлены и некоторые различия в условиях образования органокомплексов, которые формируются в морских водах дальневосточных морей при $0.19 < \xi < 0$, в реке Юрьева при $\xi = -0.7$; в условиях Крайнего Севера – $0.1 < \xi < 0$ в морских

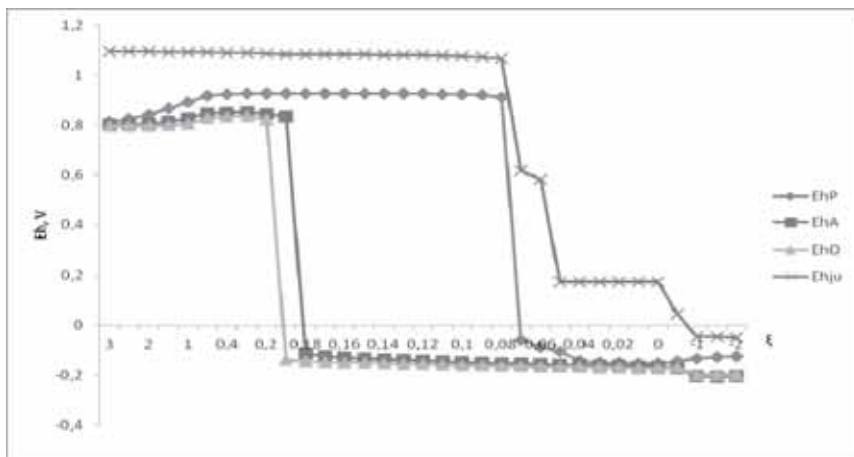


Рисунок. Изменение значений Eh,
P – р. Раздольная, A – Амурский залив, O – Охотское море, Ju – р. Юрьева

водах и $0.01 < \xi < 0$ в пресных. Такие расхождения не повлияли на основной вывод о том, что изменение окислительно-восстановительных условий в морских водах при одинаковых соотношениях вода-нефть происходит при меньших, чем в речных водах, концентрациях нефти, и соответствующее значение pH для морских вод больше, чем для пресных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калинин В.Т., Мазухина С.И., Маслобоев В.А. и др. Особенности взаимодействия "нефть-вода" в морских и пресных водах // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 535–538.
2. Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В. и др. Мониторинг и моделирование химического состава вод Кандалакшского залива // Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. 3. С. 209–213.
3. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2012 год. Под ред. академика РАН Ю.А. Израэля, Росгидромет, Москва, 2013. 178 с. <http://downloads.igce.ru/publications/reviews/review2012.pdf>.
4. Грамм-Осипов Л.М., Савченко А.В., Грамм-Осипова В.Н. Физико-химическое моделирование поведения кобальта и ртути на геохимическом барьере река-море // ДАН. 2001. Т. 380. № 4, С. 523–528.
5. Савченко А.В., Грамм-Осипов Л.М., Марьяш А.А. Физико-химическое моделирование поведения микроэлементов(As, V, Cr, Co, Hg) при смешении речной и морской вод (система река Раздольная – Амурский залив) // Океанология. 2009.Т. 4. № 1. С. 45–52.

6. Анিকেев В.В., Горячев Н.А., Лапин И.А. и др. Поведение тяжелых металлов при смешении речной и морской вод. Влияние гуминовых и фульвокислот на миграцию Fe, Mn, Zn, Cu, Cd и Pb в эстуарии р. Раздольная-Амурский залив // Геохимия. 1991. № 7. С. 1642–1651.
7. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.
8. Колачева Е.Г., Котенко Т.А. Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 65–68.
9. Савченко А.В., Грамм-Осипов Л.М., Марьяш А.А. Физико-химическое моделирование поведения микроэлементов при смешении кислой речной воды (река Юрьева) с морской водой // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 520–526.
10. Эрих В.Н. Химия нефти и газа. Л.: Химия, 1969. 284 с.

Using physical-chemical modeling (Selector software package, Chudnenko, 2010) there were performed investigations, which identified the features of interactions of oil with sea and fresh waters on objects of the Far East. Results of the modeling confirmed the patterns found on objects of the Murmansk region but there were some differences connected with conditions of a Far East waters chemical composition formation. The developed models can be used for the forecasting of consequences of oil spills in sea and river waters of the Far East.

Немировская И.А., Козина Н.В., Юхимук В.Д.

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

Загрязненность прибрежных районов Российского сектора Черного моря нефтью

Nemirovskaya I.A., Kozina N.V., Yukhimuk V.D.

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

Pollution of Coastal Areas of the Russian Sector of the Black Sea by Oil

Ключевые слова: углеводороды, взвесь, донные осадки, Сочи, Мзымта, Битха

В Черном море ежегодный поток нефтепродуктов при всех видах ее потерь при танкерных перевозках в Черном море оценивается в 15000 т. Большой вклад в загрязнение прибрежной зоны вносят отслужившие свой срок очистные сооружения, построенные на Черноморском побережье. Основными зонами риска в российском секторе Черного моря стали районы, прилегающие к городам Новороссийск, Сочи, и Туапсе, а также места якорных стоянок, где сбрасываются в море технологические воды и фекально-бытовые отходы. На побережье в районе Новороссийска были отмечены многочисленные нефтяные агрегаты различного происхождения. Повышенное их количество с преобладанием сильно выветренных образцов, состоящих на 60–80% из устойчивых к трансформации смолистых соединений, было собрано на побережье Суджукской косы и пос. Шесхарис. Существование «горячих точек» в Черном море подтвердили также результаты, из объединенного исследовательского центра Европейской комиссии.

С целью определения современного загрязненности нефтепродуктами прибрежных районов северо-восточной части Черного моря проводили исследование алифатических углеводородов (АУВ) в поверхностных водах во взвеси и в донных осадках на разрезах в районе Большого Сочи (май 2013–2015 гг.) и на разрезе Феодосия–Керчь (май 2015 г.). Основную массу (до 95%) нефти и нефтепродуктов составляют углеводороды, в основном АУВ. Поэтому современная система экологического мониторинга из-за сложности анализа основана на определении содержания АУВ.

В районе Большого Сочи в мае 2013 г. высокие концентрации АУВ установлены в поверхностных водах р. Мзымта (до 238 мкг/л, табл.). Здесь на геохимическом барьере река – море в поверхностных водах распределение АУВ подчинялось закономерностям маргинального филтра. В гравитационной зоне из-за подпруживания речных вод морскими, с выпадением крупных частиц взвеси, происходило наиболее резкое снижение содержания АУВ (рис. 1). «Потери» в их концентрациях достигали 74%, то есть природные процессы, происходящие в этой области, привели к

снижению концентраций УВ от 4.8 до 1.2 ПДК для нефтяных УВ (50 мкг/л), что коррелировало с содержанием взвеси – $r(\text{АУВ}-\text{взвесь})=0.95$.

Таблица. Содержание АУВ во взвеси и концентрации взвеси в прибрежных районах Черного моря

Год	Район	АУВ, мкг/л		Взвесь, мг/л	
		Интервал	средняя	Интервал	средняя
2013	р. Мзымта – море	38–238	61	1.38–31.57	12.03
2014	р. Мзымта – море	19–84	39	1.22–8.69	4.20
2013	р. Кудепста – море	19–35	26	1.61–2.11	1.73
2014	р. Кудепста – море	4–23	13	1.16–7.36	3.05
2014	р. Сочи – море	8–14	11	2.90–3.25	3.09
2014	р. Битха – море	32–675	118	1.87–3.06	2.32
2015	п. Адлер – п. Сочи	14–34	25	1.45–31.0	12.25
2015	п. Феодосия – п. Керчь	14–89	35	0.44–2.38	1.20

В 2014 г. содержание АУВ в поверхностных водах этого района снизилось в среднем в 1.6 раз (до 39 мкг/л, табл.). Обусловлено это, скорее всего, уменьшением концентрации взвеси примерно в 3 раза (до 4.2 мг/л). Однако их распределение на разрезе р. Мзымта – Черное море также подчинялось закономерностям маргинального фильтра. Окончание строительства олимпийских объектов привело к уменьшению потоков загрязнений в этот район. В районе впадения р. Кудепста содержание АУВ не достигало величины ПДК, но также уменьшилось с 2013 к 2014 г в 2 раза (табл.). В тоже время концентрации взвеси и хл «а» возросли. Последнее видимо связано с особенностью водосбора р. Кудепста, меньшим ее стоком по сравнению с Мзымтой, а также удаленностью от основных олимпийских строек. Наиболее высокие концентрации АУВ в этом районе установлены в водах р. Битха (до 675 мкг/л, в среднем 118 мкг/л, табл.), протекающей по полигону отходов. Здесь, содержание нитритов (0.01–42 мкг-ат/л) также превысило ПДК, а концентрация метана после пересечения рекой района полигона отходов увеличивалась почти в 300 раз!. Далее при разбавлении речных вод морскими содержание всех изучаемых соединений, в том числе и АУВ, постепенно уменьшалось. Некоторое увеличение содержания АУВ весной 2015 г. на разрезе Адлер–Сочи может быть вызвано увеличением

интенсивности судоходства (малые суда), связанного с рекреационной деятельности в районе. Из-за гидрофобных свойств УВ, их повышенное содержание обычно приурочено к районам с более высокой концентрацией взвеси. Однако непосредственная связь между распределением концентраций взвеси и АУВ наблюдалась лишь в отдельных случаях и при природном образовании УВ. Поступление загрязняющих веществ нарушает эти связи.

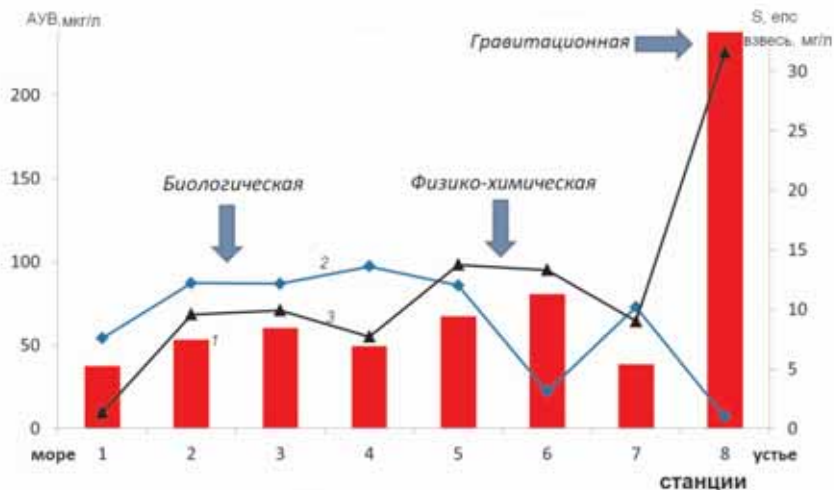


Рисунок 1. Распределение концентраций УВ (1), солёности (2) и взвеси (3) на геохимическом барьере р. Мзымта – Черное море.

На разрезе Феодосия–Керчь в 2015 г. (табл.) повышенные концентрации АУВ приурочены к Керченскому предпроливию (рис. 2), причем в 3-х пробах в этом районе их содержание даже превысило ПДК для нефтяных УВ. Ранее, неоднократно отмечали, что высокие концентрации нефтяных УВ в Российском секторе Черного моря тяготеют к северной узости Керченского пролива, где они к июлю-августу достигают 160–170 мкг/л. В южной части пролива их концентрации ниже, и с марта по ноябрь не превышают в среднем 43 мкг/л. В этом районе неоднократно фиксировали наличие нефтяных пленок, так как на якорной стоянке в проливе происходит перегрузка нефти и нефтепродуктов с малых нефтеналивных судов на крупнотоннажные танкеры. За пять лет спутниковых наблюдений в российском секторе Черноморского бассейна выявлено более 300 случаев загрязнений морской поверхности нефтепродуктами в результате судовых сбросов (из них около 70 в 2009,2010 гг.). При этом индивидуальная площадь пятен варьировала от 0.1 до 30 км². Совокупная площадь загрязнений, содержащих нефтепродукты, составила более 800 км².

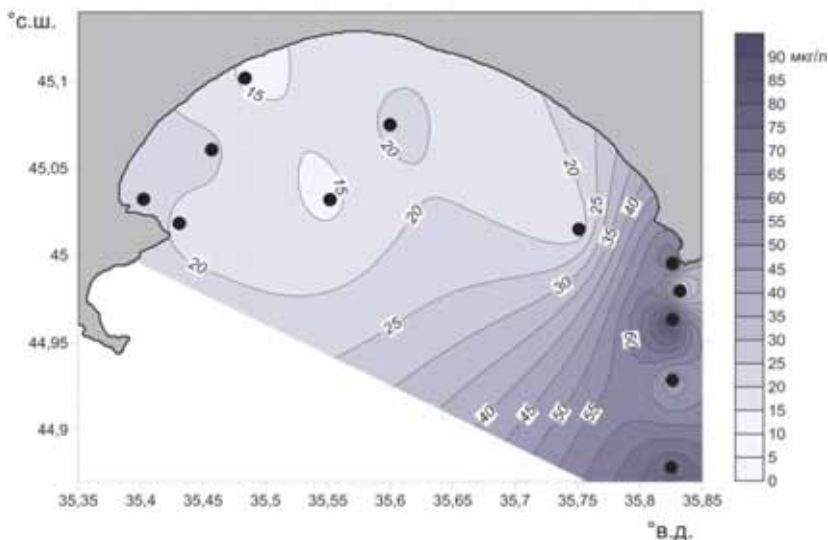


Рисунок 2.Содержание АУВ в поверхностных водах на разрезе Феодосия–Керчь

В районе сочинского побережья в 2015 г. содержание АУВ (14–21 мкг/г) снизилось по сравнению с 2014 (30–43 мкг/г), но все еще превышало фоновый уровень в песчаных осадках – 10 мкг/г. На разрезе Керчь–Феодосия в противоположность поверхностным водам наиболее высокие концентрации АУВ приурочены к району Феодосии. Здесь они достигали 80 мкг/г (рис. 3), что превышает даже фоновый уровень для илистых осадков 50 мкг/г. Однако активные процессы трансформации ОВ в толще воды и на границе вода–дно приводят к тому, что в составе алканов донных осадков исследованных районов Черного моря доминировали природные наиболее устойчивые высокомолекулярные соединения.

Поводя предварительный итог полученным данным необходимо отметить, что высокие концентрации АУВ в водах встречаются редко. Их повышенные уровни, как и в наших исследованиях, приурочено к северной части района, вблизи якорной стоянки судов в Керченском проливе. Наиболее высокие концентрации в пробах воды были установлены в 2008 г. для всех прибрежных районов, прилегающих к черноморскому побережью России, что связано с произошедшим в ноябре 2007 г. разливом нефти в Керченском проливе. В ходе зимних штормов под влиянием течений остатки нефтепродуктов были распределены вдоль всего Черноморского побережья.

В настоящее время загрязнение на уровне концентраций фиксируется в основном в прибрежных исследуемых акваториях. Зона смешения речных

вод с морскими выступает в качестве геохимического барьера, препятствующего попаданию основной части загрязнений, выносимых реками, в открытые морские районы. Поступающие нефтепродукты повышают в осадках уровень УВ, создавая тем самым современный углеводородный фон.

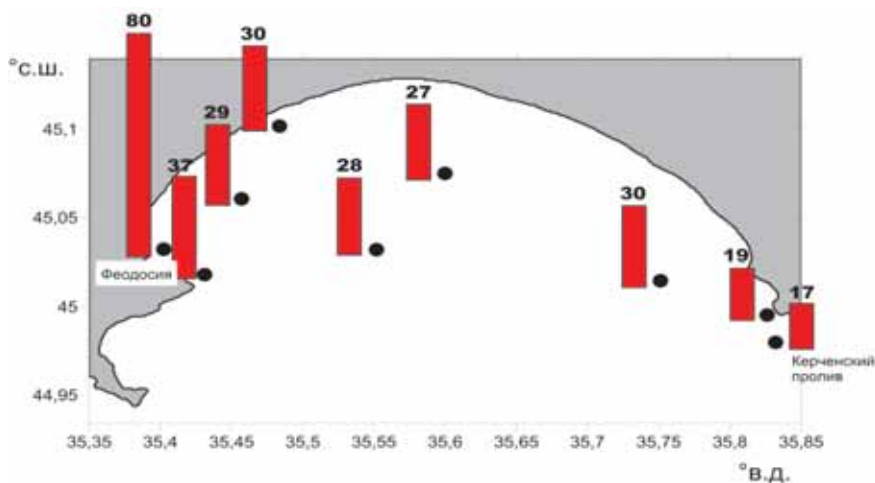


Рисунок 3. Содержание АУВ (столбцы и цифры над ними, мкг/г) в поверхностном слое донных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы 43 Президиума РАН, НШ-2493.2014.5 и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимические исследования природных и антропогенных процессов в воде, взвешях и донных осадках морских акваторий, в том числе в крайних районах Мирового океана».

Pollution in significant concentrations is mainly registered in the surveyed coastal aquatic areas. The mixing zone of riverine and marine waters acts as a geochemical barrier preventing supply of the bulk of river-transferred pollutants to the open sea areas.

Овсепян А.Э., Федоров Ю.А., Зимовец А.А., Савицкий В.А.

(Институт наук о Земле, Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону,
e-mail: ovsepleat@yandex.ru)

Накопление ртути в объектах живой и неживой природы устьевой области реки Северная Двина

Ovsepyan A.E., Fedorov Yu.A., Zimovec A.A., Savitsky V.A.

(Institute of Earth Sciences, Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Accumulation of mercury in the objects of animate and inanimate nature in the mouth area of the Northern Dvina River

Ключевые слова: ртуть, Северная Двина, накопление, объекты живой и неживой природы

В основу работы положены результаты многолетних исследований, проводившихся в Архангельской области с 2004 г. сотрудниками, аспирантами и студентами Института наук о Земле – командой Ведущей научной школы профессора Федорова Ю.А., а также в рамках реализации проектов, поддержанных Грантами Президента РФ для молодых ученых – кандидатов наук. Работы продолжаются и в настоящее время. Также для анализа привлечены данные литературных источников, отчеты межгосударственных программных исследований и другие доступные источники информации.

Архангельская область – район, подверженный антропогенному воздействию, в том числе относительно ртутного загрязнения, и имеющий сравнительно низкие природные фоновые концентрации ртути в объектах окружающей среды. Известно, что одно из важных свойств ртути заключается в ее способности накапливаться в живых организмах (биоаккумуляция) и продвигаться по пищевой цепочке (биоамплификация). Это в особенности касается метилртути, которая аккумулируется в больших количествах, чем другие формы ртути и таким образом вызывает особую обеспокоенность.

Специфической особенностью Севера европейской территории России (ЕТР) и устьевой области р. Северная Двина в частности является заболоченность водосборной территории и, как следствие, повышенное содержание гуминовых веществ и водородных ионов, способствующих образованию биодоступных форм ртути. В таких условиях даже фоновые концентрации ртути в водоемах могут представлять серьезную опасность для гидробионтов и человека – как высшей ступени трофической цепи.

Для исследования содержания ртути в объектах живой и неживой природы были отобраны и проанализированы пробы снега, дождевых осадков, почвы, воды и донных отложений рек (Северная Двина и притоки), озер, болот (Иласское), моря (Белое море), а также биообъектов – различных ви-

дов рыб; привлечены данные по содержанию ртути в хвое ели, эпифитных лишайниках района.

В данном сообщении анализируются результаты целого ряда работ, опубликованных авторами [1–10]. Все исследуемые компоненты природы отбирались по существующим и многократно опробованным методикам, более подробно описанным в статьях [11–13]. Район исследований включал как участки, подверженные непосредственному влиянию городских систем, промышленных предприятий, в том числе, для которых применение ртути в технологическом цикле является характерным, так и удаленные от антропогенного воздействия фоновые участки.

Все определения ртути производились методом атомной абсорбции в холодном паре аттестованной лабораторией Южного федерального университета. Контроль повторяемости получаемых результатов проводился в ФГУПП «Южгеология» и Гидрохимическом институте Росгидромета. Погрешность определения составила 10–15%.

Для обеспечения сравнимости результатов с их последующей оценкой в данной работе представлены средние концентрации валовой формы ртути в различных объектах живой и неживой природы севера ЕТР (табл.).

Таблица. Содержание ртути в объектах живой и неживой природы севера европейской территории России (на примере Архангельской области)

Природный объект	Кол-во проб	Концентрация валовой ртути	Литературный источник
Снеговые осадки (0–10 см)	70	0.036 мкг/л	6
Дождевые осадки	10	0.02 мкг/л	8
Эпифитные лишайники		0.2546 мкг/г с.м.	9
Хвоя ели		0.034 мкг/г.	5
Донные осадки Белого моря	155	0.023 мкг/г с.м.	10
Донные отложения устья реки Северная Двина	194	0.135 мкг/г с.м.	12
Донные отложения озер в окрестностях г. Архангельск	90	0.012 мкг/г с.м.	3
Донные отложения Иласскогоболота	34	0.027 мкг/г с.м.	7
Вода реки Северная Двина	220	0.08 мкг/л	1
Вода озер Архангельского региона	25	0.015 мкг/л	3
Почвы	29	0.05 мкг/г с.м.	14
Гидробионты	54	0.11 мкг/г	2

Подытоживая результаты исследований, распределим природные объекты относительно накопления ртути по элементам биогеохимического цикла (по возрастанию).

Донные отложения озер → Вода озер → Дождевые осадки → Донные отложения Белого моря → Донные отложения Иласского болота → Хвоя ели → Снеговые осадки → Почвы → Вода устья р. Северная Двина → Гидробионты устья реки → Донные отложения устья р. Северная Двина → Эпифитные лишайники.

Минимальные концентрации ртути в воде и донных осадках озер по сравнению с аналогичными объектами реки позволяют предположить, что существенную роль в накоплении ртути в экосистеме устья реки Северная Двина играют прямые сбросы загрязненных вод в реку, которые отсутствуют в озерах. Некоторое превышение содержания ртути в воде озер может косвенно свидетельствовать о преобладании растворенной формы над взвешенной, что подтверждается анализами [3]. Относительно низкие концентрации ртути в дождевых осадках косвенно свидетельствуют о незначительной роли атмосферного канала в летнее время по сравнению с зимним, когда количество ртути в осадках увеличивается почти в 2 раза. Однако наличие наряду с этим максимальных концентраций ртути в эпифитных лишайниках, наводит на мысль о существовании локальных, возможно нерегулярных и непродолжительных, но интенсивных ртутьсодержащих выбросах в атмосферу. Концентрации ртути в донных отложениях Белого моря и Иласского болота находятся примерно на одном уровне – близком к природному фону. В случае с осадками Белого моря данный факт может свидетельствовать о незначительном антропогенном вкладе в загрязнение донных отложений, что также подтверждается анализом распределения ртути по вертикальному разрезу в работах [10], так и о работе маргинальных фильтров в устьях рек. В случае с донными отложениями Иласского болота, содержания ртути в которых оказались в среднем в 2 раза выше, чем в донных осадках озер региона – о роли органического вещества в качестве поставщика ртути и рН среды, а именно повышенной кислотности, увеличивающей мобильность ртути во всех компонентах ландшафта. Обращает на себя внимание относительно высокое содержание ртути во всех компонентах речной экосистемы устья Северной Двины – воде, гидробионтах, донных отложениях. Наличие подобной картины, с нашей точки зрения, демонстрирует превалирующую роль сброса сточных вод различного происхождения и использование транспортной инфраструктуры реки в качестве фактора, влияющего на формирование повышенных концентраций ртути.

Авторы выражают благодарность сотрудникам и коллегам из Северо-Двинской устьевой станции, Института Океанологии РАН им. П.П. Ширшова, его Северо-западного филиала в г. Архангельск, без поддержки, сотрудничества и всевозможной помощи которых проведение таких масштабных комплексных многолетних исследований было бы невозможно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФИ №15-05-04977, НШ-5548.2014.5 и №1334.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fedorov Yu.A., Ovsepyan A.E. Mercury and its Connection with Physicochemical Water Parameters (Case Study of the Rivers of the Northern European Territory of Russia) // Mercury: Sources, Applications and Health Impacts. New York: Nova Science Publishers, 2013. P. 155–172.
2. Ovsepyan A., Fedorov Yu., Savitskiy V. Assessment of mercury in fish in the mouth of the Northern Dvina river and the Dvina Bay of the White Sea // 14th Geo Conference on Ecology, Economics, Education and Legislation Conference Proceedings Volume I Ecology and Environmental Protection. Albena, Bulgaria. P. 81-87. DOI: 10.5593/sgem2014B51
3. Ovsepyan A.E., Fedorov Yu.A., Zimovets A.A., Savitskiy V.A. Investigations of mercury content in the lakes of the Arkhangelsk region // Applied and Fundamental Studies: Proceedings of the 5th International Academic Conference. April 29–30, 2014, St. Louis, Missouri, USA. P. 99–104.
4. Наденин А.Ф., Тарханов С.Н., Лобанова О.А. Экосистема северной тайги вокруг г. Архангельска: оценка состояния // Экология и промышленность России. 1999. № 12. С. 9–11.
5. Наденин А.Ф., Тарханов С.Н., Прожерина Н.А. Накопление токсикантов в лесных фитоценозах на территории Архангельской области // Экология человека. 2001. № 3. С. 49–50.
6. Овсепян А.Э., Зимовец А.А. Содержание ртути в снеговых осадках устьевой области реки Северная Двина // Экологические проблемы. Взгляд в будущее. Сборник трудов VI Международной научно-практической конференции. Ростов-на-Дону. 2010. С. 292–295.
7. Овсепян А.Э., Масык А. Н. Распределение и содержание ртути в почвах Иласского болотного массива Архангельской области // Болота и биосфера: материалы VII Всероссийской с международным участием научной школы (13–15 сентября 2010 г., Томск). 2010. С. 218–222.
8. Овсепян А.Э., Федоров Ю.А. Ртуть в устьевой области реки Северная Двина. Ростов-на-Дону–Москва: ЗАО «Ростиздат», 2011. 198 с.
9. Тарханов С.Н. Хвойные насаждения в условиях атмосферного загрязнения // Лесное хозяйство. 2004. № 3. С. 18–20.
10. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Савицкий В.А. Распределение ртути в донных отложениях Белого моря // Живые и биокосные системы. 2013. № 2. URL: <http://www.jbks.ru/archive/issue-2/article-8>.
11. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Коробов В.Б. Особенности распределения, миграции и трансформации ртути в водах устьевой области р. Северная Двина // Метеорология и гидрология. 2010. № 4. С. 85–92.
12. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Коробов В.Б., Доценко И.В. Донные отложения и их роль в загрязнении ртутью поверхностных вод (на примере устья р. Северная Двина и Двинской губы Белого моря) // Метеорология и гидрология. 2010. № 9. С. 44–54.

13. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Лисицын А.П. и др. Закономерности распределения ртути в донных отложениях по разрезу река Северная Двина – Белое море // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 1. С. 99–102.
14. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Доценко И.В. Ртуть в почвах устьевой области р. Северной Двины // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2007. № 6. С. 109–115.

Article summarizes the results of long-term studies of mercury levels in various natural objects in the mouth area of the Northern Dvina River. Ranks of mercury accumulation in the water, bottom sediments, precipitation, aquatic organisms, soils, epiphytic lichens, pine needles built. The analysis of possible sources of contamination held.

Реджепова З.Ю., Немировская И.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
rejepowa@yandex.ru, nemir@ocean.ru)

Углеводороды во взвеси и донных осадках Балтийского моря

Redzhepova Z.Yu., Nemirovskaya I.A.

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

Hydrocarbons in suspended matter and bottom sediments of the Baltic Sea

Ключевые слова: Балтийское море, Кравцовское месторождение, углеводороды, загрязнение, взвесь, донные осадки.

Балтийское море считается одной из важнейших артерий мирового судоходства. По ней «проходит» около 9% мировых грузоперевозок и 11% перевозок нефти и нефтепродуктов. Высокая урбанизация и развитие индустрии в прибрежной зоне (в том числе разработка нефтяных месторождений на шельфе), интенсивное судоходство все это вызывает тревогу по поводу потенциального загрязнения Балтийского моря. Затрудненный водообмен с океаном, сравнительно низкие температуры воды, преобладание небольших глубин (в среднем 60 м), резкие перепады солености повышают чувствительность экосистемы Балтики к антропогенным воздействиям. С целью определения загрязненности Балтийского моря нефтью проводили изучение алифатических углеводородов (АУВ) во взвеси и донных осадках, в сопоставлении с содержанием липидов, $C_{орг}$, концентрации взвеси и хлорофилла. Особое внимание было уделено работам на полигоне в районе добычи нефти на Кравцовском месторождении (платформа Д-6), где проводится ежегодный мониторинг состояния окружающей среды. Определение проводили методами, принятыми при анализе нефтяных и природных соединений: АУВ – методом ИК-спектрофотометрии, $C_{орг}$ – сухого сжигания, взвесь – гравиметрически, состав взвеси – с помощью сканирующего электронного микроскопа, пигменты – флуориметрическим методом.

В поверхностных водах по ходу движения научно-исследовательских судов были сделаны разрезы в Северном и Балтийском морях от пролива Ла-Манш (табл.). Наиболее высокие концентраций АУВ (в среднем 52 мкг/л), сопоставимые с величиной ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л были установлены в 2010 г.. Доля АУВ в составе $C_{орг}$ в отдельных пробах достигала 46%. При этом возросла дисперсность концентраций АУВ, а стандартное отклонение – σ (57 мкг/л) превысило среднюю величину. Резкое увеличение концентраций АУВ на отдельных станциях (до 102 мкг/л), обусловлены их поступлением с нефтяными загрязнениями. Однако уже в 2014 г,

концентрации АУВ снизились и в среднем составили 12–13 мкг/л (табл.). Исключение установлено в Калининградском канале – 136.5 мкг/л. При этом содержание АУВ увеличилось в 17 (2.7 ПДК), а взвеси – в 11 раз. Примечательно, что в устье Северной Двины содержание АУВ на этом же разрезе было ниже и в пересчете на мг взвеси составило всего 5.8 мкг, в то время как в Калининградском канале эта величина почти в 2 раза больше – 10.7 мкг.

Таблица. Содержание АУВ и взвеси в поверхностных водах в разные годы исследования.

Год, месяц	АУВ, мкг/л			Взвесь, мг/л		
	Интервал	Средняя	σ	Интервал	Средняя	σ
Разрез Ла-Манш – Финский залив, май						
2010	13–102	52	57	0.32–1.17	0.55	0.34
Разрез Ла-Манш – Финский залив, май						
2014	5–24	13	6	0.31–1.21	0.63	0.27
Разрез Скагеррак – Калининградский канал, октябрь						
2014	6–22*	12	5	0.51–1.71	0.84	0.23
Разрез Ла-Манш –Гданьская бухта, май						
2015	6–35	18	8	0.22–0.66	0.48	0.16
Полигон в районе Кравцовского месторождения, июль						
2010	7–245	67	60	0.42–3.81	1.27	0.97
2011	17–65	32	12	0.41–3.61	1.83	1.08
2012	19–201	44	37	0.52–4.51	1.71	1.01
2014	13–73	21	5	1.46–3.20	2.63	0.62

*не учтена проба в Калининградском канале с концентрациями УВ 137 мкг/л и взвеси 12.7 мг/л

В мае 2015 г. концентрации АУВ в поверхностных водах лишь незначительно увеличились (табл.). Даже в Гданьской бухте их содержание колебалось в интервале 15–20 мкг/л, в то время, как концентрации хл «а» увеличивались до 2.19 (в среднем 0.737) мкг/л. Рост концентраций АУВ, так же, как весной 2014 г., происходил в проливе Ла-Манш до 106 мкг/л (в среднем 49.6 мкг/л, 22.9 мкг/мг взвеси). В этих пробах в составе взвеси наряду с био-генными и минеральными частицами были определены сферы сгорания, которые отсутствовали в открытых водах Балтики и Северного моря.

В районе Кравцовского месторождения (восточная часть Балтийского моря) осреднение многолетних данных показало, что в 2012 г содержание АУВ увеличилось в поверхностных водах почти в 1.4 раза по сравнению с

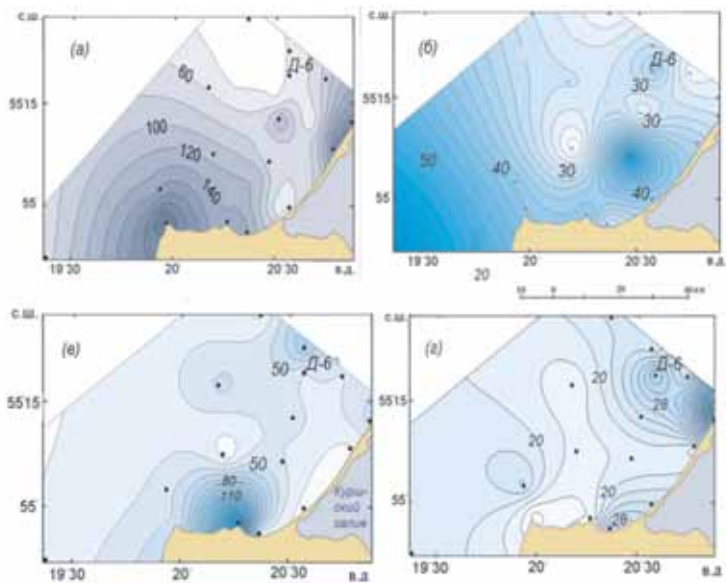


Рисунок 1. Распределение концентрации АУВ (мкг/л) в поверхностных водах в районе Кравцовского месторождения (а) – 2010, (б) – 2011, (в) – 2012, (г) – 2014 гг.

2011 г., но не достигло их среднего уровня 2010 г. (табл.). Летом 2014 г. концентрации АУВ снизились в среднем в 1.8 раз по сравнению с 2012 г. на фоне увеличения содержания взвеси. Из-за гидрофобных свойств АУВ их содержание обычно приурочено к районам с более высокой концентрацией взвеси. Это связано с активизацией абразионных процессов и увеличением поставок вещества с береговым стоком. Однако непосредственная корреляция между распределением концентраций взвеси и АУВ наблюдается только при близких источниках их поступления.

Наиболее высокие концентрации АУВ были установлены на станциях вблизи побережья (рис. 1), где они в 2010 и в 2012 гг. превышали даже ПДК для нефтяных УВ. В 2014 г. только в одной пробе в акватории Куршской косы концентрации АУВ (73 мкг/л, рис.1г) превысили ПДК. Следовательно, наблюдается тенденция уменьшения содержания АУВ с 2010 по 2014 гг. (табл.). При этом снизилась дисперсность данных на фоне роста концентраций взвеси.

В непосредственной близости от платформы Д-6 (ст. 9л) при увеличении содержания взвеси (до 3.2 мг/л в 2014 г.) концентрации АУВ в 2010 – 2014 гг. не превышали ПДК для нефтяных УВ, хотя оставались довольно высокими (30–35 мкг/л). Рост концентраций здесь произошел видимо из-за

увеличения продуктивности акватории, вызванной обрастанием платформы Д-6 со времени. Согласно данным сканирующего электронного микроскопа, в прибрежных районах в составе взвеси преобладали минеральные частицы, а в отдельных пробах фиксировали сферы сгорания, а на локальном полигоне возле платформы Д-6 – водоросли и бактерии, наличие которых обусловлено сезонным увеличением интенсивности фотосинтеза. На ст. 9л в составе поверхностной взвеси обнаружены окислы железа, которые, скорее всего, поступают с ржавчиной от платформы.

С глубиной содержание АУВ обычно снижается, так как в процессе седиментации происходит не только их осаждение, но и разложение. Аккумуляция АУВ в толще вод Балтийского моря наблюдалось в зоне галоклина («жидкое дно»), из-за смешивания вод разного происхождения. В районе Кравцовского месторождения, на самой глубоководной ст. 22 (глубина 110 м) на горизонте 30 м содержание АУВ по сравнению с поверхностью летом 2014 г. уменьшалось в 2.8 раз (с 22 до 8 мкг/л). В придонном горизонте из-за существования нефелоидного слоя при взмучивании илистого осадка вновь произошло увеличение их концентраций (до 29 мкг/л).

В прибрежных водах при малых глубинах на станциях с песчанистыми осадками содержание АУВ в поверхностном и придонном горизонтах было близким. На ст. 9л на фоне снижения концентраций АУВ, $C_{\text{орг}}$ и взвеси в пересчете на мг взвеси содержание АУВ придонного горизонта в 2014 г. уменьшилось до 13.4 мкг по сравнению с поверхностным 10.9 мг.

В исследованных донных осадках в районе Кравцовского месторождения наиболее высокое содержание АУВ приурочено к илам (65 мкг/г, ст. 22, рис. 2), но в составе $C_{\text{орг}}$ низкое, всего 0.34%. В тонкодисперсных осадках количество АУВ так же, как органического вещества в целом, значительно выше, чем в грубодисперсных. Однако в 2008 г. в мелкозернистых песках возле платформы Д-6 содержание АУВ оказалось очень высоким, с максимумом на ст. 9л – 480 мкг/г, а в составе $C_{\text{орг}}$ доля АУВ достигала 83%. При этом на четырех близлежащих от платформы Д-6 станциях средняя концентрация составила 128.5 мкг/г (в отдельных пробах были отмечены черные включения), а на периферии полигона почти в 8 раз меньше – 16.3 мкг/г. Примечательно, что на побережье Самбийского п-ва и Куршской косы в 2008 г. были отмечены многочисленные нефтяные агрегаты, в то время как нефтяных аварий в этом районе не происходило. Нефтяные слики были приурочены только к судоходным путям.

Последующие исследования установили уменьшение концентраций АУВ в осадках в районе платформы Д-6 в среднем с 62 мкг/г (2008 г.) до 16 мкг/г (2009 г.). С 2011 г. их содержание в осадках практически не менялось и составило в среднем 5 мкг/г. В 2008–2012 гг. в составе алканов осадков в районе платформы Д-6 в высокомолекулярной области гомологи имели нефтяное распределение. В 2013–2014 гг. состав алканов изменился и соответствовал терригенному, который обычно встречается в морских донных осадках и в частности в осадках Готландской впадины.

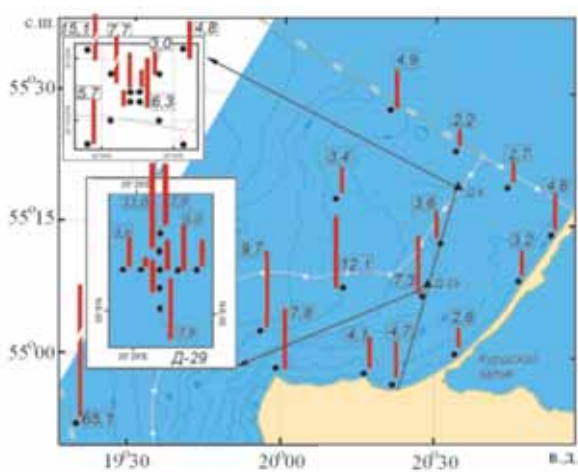


Рисунок 2. Содержание УВ (мкг/г) – в квадратах в поверхностном слое донных осадков летом 2014 г. в районе Кравцовского месторождения, на вставках – полигоны в районе платформ Д-6 и Д-29.

Поэтому было сделано предположение, что в 2008–2010 гг. высокие концентрации АУВ в песчаных осадках обусловлены их естественным просачиванием с флюидными потоками из осадочной толщи. В зависимости от условий в нефтегазоносных горизонтах и геологических структурах под морским дном сипы могут активизироваться, на время прекращать свою активность, либо вовсе исчезать, а затем появляться вновь. Этим видимо объясняется изменчивость содержания и состава АУВ осадков от года к году.

Таким образом, в водах Балтийского моря концентрации АУВ в последние годы снизились и только вблизи побережья в отдельных пробах были высокими. В донных осадках их содержание определялось литологическим типом, а в акватории Кравцовского месторождения – интенсивностью процессов высачивания из толщи осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы 43 президиума РАН, НШ-2493.2014.5, РФФИ (проект 14-05-00223) и госзадания 0149-2014-0038.

In the waters of the Baltic Sea concentrations of AHC reduced in recent years, and only near the coast remained high. In the bottom sediments of the content is determined by the lithological type, and in the region near Kravtsovskoye field – intensive process of seepage from the thickness of sediment.

Симонян Г.С., Пирумян Э.Г.

(Ереванский государственный университет, Ереван, Армения, sim-gev@mail.ru)

Окислительные процессы при деградации нефти в гидросфере

Simonyan G.S., Pirumyan E.G.

(Yerevan State University, Yerevan, Armenia)

Oxidation processes at oil degradation in the hydrosphere

Ключевые слова: нефть, трансформация, окисление, кумол, амины, кинетика.

Нефть состоит из низкомолекулярных и высокомолекулярных индивидуальных органических веществ, содержащих: углерод, водород, кислород, серу и азот. Низкомолекулярные соединения представляют собой, в основном, парафиновые, нафтено-парафиновые и ароматические углеводороды. Высокомолекулярная часть нефти состоит из высокомолекулярных парафиновых углеводородов, моно- и конденсированных нафтено-парафиновых, моно- и бициклических ароматических углеводородов ряда бензола и нафталина, смол и асфальтенов[1–3].

Нефть, попадая на земную поверхность и в воду, оказывается в качественно иных условиях. Нефть из анаэробной обстановки, где химические процессы очень замедленны, попадает в аэробную среду, в которой огромную роль играют также окислительные химические процессы. Будучи высокоорганизованной субстанцией, состоящей из множества соединений, нефть деградирует очень медленно.

Нефть в воде находится в различных миграционных формах; поверхностных пленках (сликах), эмульсиях (типа «нефть в воде» и «вода в нефти»), нефтяных агрегатах и комочках, в растворенной форме, сорбированный донными осадками и взвесями. Самоочищающая способность водоемов зависит от физических, физико-химических, химических, биохимических и биологических факторов. Гидродинамические факторы в конечном счете могут способствовать как ускорению, так и торможению самоочищения. Фракционирование и суммарное действие различных факторов после попадания нефти в воду хорошо известны; важное место в процессе разрушения нефтяных пятен принадлежит испарению. В целом только одно испарение может удалить до 50 % углеводородов сырой нефти.

Деградация нефти и нефтепродуктов осуществляется также путем химического окисления, и скорость этого процесса зависит от условий среды. Процессы окисления одних структур ингибируются другими, трансформация отдельных соединений идет по пути образования форм, в дальнейшем плохо окисляемых. Так, некоторая часть нефтяных углеводородов может разлагаться в процессе автокаталитического окисления по свободноради-

кальной цепной реакции, завершающейся образованием гидроперекисей, а продукты разложения последних служат инициаторами дальнейшего окисления углеводородов. Процесс окисления нефти стимулируется металлосодержащими соединениями нефтей и инициируется действием солнечной радиации. Так, в ясную погоду может окислиться до 2 т/км² нефти за сутки. Окисление нефти в водных геосистемах ингибируется белками, аминами, фенолами, серосодержащими соединениями и аминами. Установлено, что при деградации нефти образуются также непредельные соединения: алкены, непредельные кислоты и эфиры непредельных кислот. Показано, что в трансформации нефти в гидросфере участвуют компоненты нефти и сингенетичные вещества гидросферы, в частности, непредельные соединения и амины [3]. Установлено, что нефть, попадая в водную среду естественных водоемов, будучи нерастворимой в воде, образует двухфазную систему нефть-вода и реакции трансформации нефти, в основном, протекают на границе раздела фаз нефть-вода и в эмульсиях, то есть протекают реакции межфазного катализа. Амины присутствуют не только в нефти, они также образуются в гидросфере в результате гидролиза белков, фосфолипидов и прямым дезаминированием аминокислот [4].

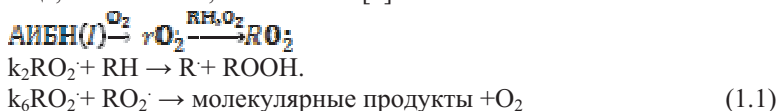
Целью настоящей работы является изучение в рамках модели «нефть-вода» ингибирующей способности ряда аминов: N-этил морфолин (ЭМ), амид-2-(N-морфолил)-пропионовой кислоты (АМ), амид-1метил-2-(N-морфолил)-пропионовой кислоты (ММ) и нитрил-2-(N-морфолил)-пропионовой кислоты (НМ) при окислении кумола в хлорбензоле инициированной азоизобутиронитрилом (АИБН).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Использовали ЭМ, АМ, ММ, НМ хлорбензол производства «Aldrich» без дополнительной очистки. АИБН после четырехкратной перекристаллизации из метилового спирта высушивался под вакуумом. Кумол в делительной воронке смешивали с серной кислотой и встряхивали при комнатной температуре. Темноокрашенный слой кислоты отделяли и повторяли эту операцию до тех пор, пока серная кислота не переставала окрашиваться. После этого следовала промывка дистиллированной водой до pH 7. Кумол высушивали над CaCl₂ и перегоняли при атмосферном давлении. Иницированное АИБН окисление кумола осуществлялось в хлорбензоле при 353К по методике [5].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Следующая кинетическая схема достаточно хорошо описывает общий механизм ингибирования, инициированный АИБН окисления кумола (RH) вообще, и с аминами, в частности [6].



$k_7RO_2 + InH \rightarrow In + ROOH$
 $k_8RO_2 + InH \rightarrow \text{молекулярные продукты}$
 где в частном случае $InH = \text{Амин}$.

Анализ схемы при условии $I \gg 1$, приводит к уравнению:

$$\frac{W_0}{W} - \frac{W}{W_0} = 2 \frac{K_7}{(WiK_6)^{1/2}} InH \quad (1.2)$$

$$W_0 = \frac{K_2}{K_6^{1/2}} Wi^{1/2} RH \quad (1.3)$$

где W_0 – скорость не ингибированного окисления кумола, а W – скорость в присутствии амина, обе определены по поглощению кислорода. Ранние работы [5,7] по изучению ингибирующей способности аминов и аминспиртов в радикально – цепных реакциях окисления углеводов показывают, что последние являются неплохими ингибиторами (антиоксидантами). Значения k_7 для аминов рассчитаны, приняв: $k_6 = 4.1 \cdot 10^4 \text{ M}^{-1} \text{c}^{-1}$ [5] и $k_{\text{расп. АИБН}} = 1.53 \cdot 10^{-4} \text{ c}^{-1}$ (табл.)

Таблица. Значения констант скорости ингибирования аутоокисления кумола (k_7) при $T=353\text{K}$ и qN , $q\alpha C$ $q\alpha H$ аминов

Амин	$k_7 \text{ M}^{-1} \text{c}^{-1}$	qN	$q\alpha C$	$q\alpha H$
ЭМ	75	-0.08	-0.286	0.332
АМ	87	-0.071	-0.310	0.368
ММ	112	-0.071	-0.314	0.357
НМ	175	-0.069	-0.311	0.360

Из таблицы следует, что амины располагаются в ряд:

$НМ > ММ > АМ > ЭМ$.

Общеизвестно, что взаимодействие аминов с акцепторами электронов вообще и с радикалами, в частности, начинается через стадию переноса электрона от амина к акцептору, с образованием ион-радикальной пары. Из этого следует также важность величин $q\alpha C$ и $q\alpha H$ в молекуле амина. Учитывая это обстоятельство, нами впервые предлагается многопараметровое корреляционное уравнение, связывающее k_7 с qN , $q\alpha C$ и $q\alpha H$:

$$\lg k_7 = a_0 + a_1 qN + a_2 q\alpha C + a_3 q\alpha H \quad (1.4)$$

Для аминов получается:

$$\lg k_7 = 20.1135 + 108.316 qN + 18.287 q\alpha C - 13.082 q\alpha H \quad (1.5)$$

Это уравнение показывает, что с понижением qN , k_7 увеличивается. Следует отметить, что понижение $q\alpha C$, т.е. увеличение $q\alpha H$ благоприятно влияет на k_7 . Это заключение подтверждает правдоподобность представления о механизме реакций: радикал+амин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сыркин А.М., Мовсумзаде Э.М. Основы химии нефти и газа. Учеб. Пособие. Уфа: УГНТУ, 2002. 109 с.
2. Давидов С.Л., Тарасов В.И. Нефть и нефтепродукты в окружающей среде. М.: РУДН, 2004. 163 с.
3. Симонян Г.С. Конденсационные процессы при дегградации нефти в гидросфере // Современная наука: актуальные проблемы и перспективы развития. Книга 4 / Под ред. проф. Н.А. Тарасенко. Ставрополь: Логос, 2014. С.65–83.
4. Таубе П.Р., Баранова А.Г. Химия и микробиология воды. М.: Высш. шк., 1983. 280 с.
5. Беляков В.А., Налбандян Дж.М., Бейлерян Н.М. Исследование ингибирующего действия диэтилэтанолamina и триэтиламина при окислении этилбензола и кумола методом хемиллюминесценции и по поглощению кислорода // Нефтехимия. 1982. № 4. С. 494–496.
6. Эмануэль Н.Н., Денисов Е.Т., Майзус З.К. Цепные реакции окисления углеводов в жидкой фазе. М.: Наука, 1965.
7. Симонян Г.С., Налбандян Дж.М., Согомонян Б.М., Бейлерян Н.М. Влияние продуктов окисления аминоспиртов на констант ингибирования окисления кумола // Арм. хим. ж.1990. Т. 43. № 2. С. 84–88.

In the frames of the model "oil-water" was examined the inhibitory ability of N-ethyl morpholine, amide-2- (N-morpholy) -propionic acid, amide-1-metil-2- (N-morpholy) -propionic acid, nitrile-2- (N -morfoli) propionic acid by oxidation of cumene azoizobutironitrimol initiated. It shows that decrease of t the charge of nitrogen and α carbon and an increase of α hydrogen in a molecule of the amine increases inhibitory ability of amines.

Симонян А.Г., Пирумян Г.П.

(Ереванский государственный университет, Ереван, Армения, sim-simov@mail.ru)

Энтропийный подход

к оценке экологического состояния реки

Simonyan A.G., Pirumyan G.P.

(Yerevan State University, Yerevan, Armenia)

Entropy approach to assessment

of the environmental condition of the river

Ключевые слова: индексы качества воды, индекс Шенона, энтропия, геоэкологическая синтропия.

Введение. Для оценки степени загрязненности воды используются комплексные показатели, которые позволяют: количественно оценить загрязненность воды одновременно по широкому перечню ингредиентов и показателей качества; подготовить аналитическую информацию для представления государственным органам и заинтересованным организациям в удобной, доступной для понимания, научно обоснованной форме. Изучение экологического состояния крупных рек Республики Армения (РА) имеет важное значение как для оценки качества воды данных водных объектов, так и для дальнейшего рационального использования вод этих рек [1–3].

Целью работы является оценка с помощью энтропийного индекса качества воды реки Памбак. Река Памбак берёт начало на северо-восточном склоне Памбакского хребта. Длина реки 86 км. Река Памбак в месте с рекой Дзорагет образуют реку Дебед [4]. На реке Памбак расположено четыре мониторинговых поста (створы): № 1 – 0.5 км выше с. Арташен, № 2 – 0.5 км ниже г. Спитак, № 3 – 0.5 км выше г. Ванадзор и № 4 – 4.5 км ниже г. Ванадзор.

Методы исследования. В гидроэкологических системах могут идти процессы как с возрастанием, так и уменьшением энтропии. Понятие энтропии имеет множество трактовок в самых разнообразных областях человеческих знаний. Наряду с энтропией Клаузиуса появилась статическая, информационная, математическая, лингвистическая, интеллектуальная и другие энтропии. Энтропия стала базисным понятием теории информации и стала выступать как мера неопределенности некоторой ситуации. В каком-то смысле она – мера рассеяния, и в этом смысле она подобна дисперсии. В открытых системах, к которым относятся и экологические, могут идти процессы как с возрастанием, так и с уменьшением энтропии. При этом в экосистеме вещество распределяется таким образом, что в одних местах энтропия возрастает, а в других резко снижается. Система взаимодействует с внешним миром как единое целое. В целом же, система не теряет своей ор-

ганизованности или высокой упорядоченности. Открытые системы могут обмениваться с окружающими телами энергией, веществом и, что не менее важно, информацией. Каждый элемент системы внутри себя считается неделимым. Элементы могут быть вещественные, энергетические и информационные. Информационное описание системы дает представление об организации системы. Чтобы экосистема действовала и взаимодействовала со средой, она должна потреблять информацию из среды и сообщать информацию среде. Этот процесс называется информационным метаболизмом, который совместно с вещественным и материальным метаболизмом образует полный метаболизм. Впервые понятия энтропия и информация связал Шеннон [5]. С его подачи энтропия—это количество информации, приходящейся на одно элементарное сообщение источника, вырабатывающего статистически независимые сообщения. Получение какого-либо количества информации равно потерянной энтропии. Информационная энтропия для независимых случайных событий x с N возможными состояниями рассчитывается по формуле

$$H = - \sum_{i=1}^N p_i \log_2 p_i$$

где: P_i – вероятность частоты встречаемости некоторого события.

Для комплексной оценки качества поверхностных воднами предлагается использовать формулу Шеннона. Загрязненность водных систем можно представить как систему тех гидрохимических показателей (элементов), концентрация которых превышает *предельно допустимые концентрации*: (ПДК). Тогда в уравнении Шеннона p_i – вероятность числа превышения ПДК i -го вещества или показателя воды из общей суммы превышения ПДК– M , $P_i = m_i / M$

$$H = - \frac{1}{M} \sum_{i=1}^N m_i \log_2 \frac{m_i}{M}$$

$$H = \log_2 M - \frac{\sum_{i=1}^N m_i \log_2 m_i}{M}$$

$$I_0 = \log_2 M$$

$$I = \frac{\sum_{i=1}^N m_i \log_2 m_i}{M}$$

$$I_0 = H + I$$

Для расчета значений I и H , воспользуемся следующим вычислительным алгоритмом:

- Определяются число превышения ПДК i -го вещества или показателя воды – m .
- Далее оценивается общая сумма превышений ПДК (M): $M = \sum m$.

- Потом вычисляются: $\log_2 M, m \log_2 m, u \sum m \log_2 m,$
- Рассчитывается геоэкологическая синтропия [3] (I) и энтропия (H):

$$I = \frac{\sum m_i \log_2 m_i}{M} \quad \text{и} \quad H = \log_2 M - I$$

- После чего определяется энтропийный индекс качества воды:

$$G = H / I$$

Результаты и их обсуждение. Установлено, что в воде р. Памбак регулярно превышаются величины БПК₅ и концентрации нитритов и ионов аммония обусловлено загрязнением воды бытовыми сточными водами. Показано, что воды р. Памбак загрязнены также некоторыми металлами. Так, в речной воде регулярно превышает ПДК меди, цинка, ванадия, алюминия, хрома, железа, марганца и селена.

Например, в створе 3 р. Памбак Fe, Al, Cu, V, Cr и Mn превысили ПДК соответственно 6, 11, 11, 12, 7 и 11 раз. В данном случае сумма превышений ПДК $-M = 58$, $\sum m \log_2 m = 192.233$, $I = 192.233/58 = 3.314$,

$H = \log_2 58 - 3.314 = 2.540$, $G = 2.540/3.314 = 0.766$. (табл.)

Таблица. Расчет значений G р. Памбак

Створ	H	I	G
1	2.270	2.937	0.773
2	2.260	3.056	0.740
3	2.540	3.314	0.766
4	3.053	3.368	0.906

Впервые с помощью энтропийного индекса оценено качество воды р. Памбак. Полученные данные свидетельствуют о том, что от источника до устья реки наблюдается снижение качества воды с 1 до 2 класса загрязненности. Причиной загрязненности является высокое содержание металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никаноров А.М. Научные основы мониторинга качества воды. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 2005. 577с.
2. Маргарян Л.А., Минасян С.Г., Пирумян Г.П. Сравнение канадского и удельно-комбинаторного индексов качества воды при оценке загрязненности р.Раздан// Вода и экология: проблемы и решения.2008. №3. С. 57–64.
3. Симонян Г.С. Оценка состояния гидроэкологических систем в свете синергической теории информации //Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Экологическая безопасность и природопользование: наука, инновации, управление. Махачкала, АЛЕФ,2013. С.275–280.
4. Саркисян В.О. Воды Армении. Ер.: ЕГУАС, 2008. 208с.

5. Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. М.: ИЛ, 1963.

For the first time, the quality of the water of Pambak river is estimated by entropy index. The result shows that from source to the mouth of the river the quality of the water decreases from 1 up to 2 levels of pollution. The pollution is caused by the high level of metal in the water.

**Рябчук Д.В.¹, Котилайнен А.², Григорьев А.Г.¹,
Хюттинен О.³, Валлиус Г.², Жамойда В.А.¹, Дерюгина Н.В.⁴**

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: Daria_Ryabchuk@mail.ru;
²Геологическая служба Финляндии, ³Факультет наук о Земле и географии Университета Хельсинки, Финляндия; ⁴Санкт-Петербургский государственный университет)

Оценка изменения поступления загрязняющих веществ в седиментационные бассейны Финского залива на протяжении последних 6000 лет

**Ryabchuk D.V.¹, Kotilainen A.², Grigoriev A.G.¹, Hyttinen O.³,
Vallius H.², Zhamoida V.A.¹, Deryugina N.V.⁴**

(¹A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. –Petersburg;
²Geological Survey of Finland; ³Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki, Finland; ⁴St. Petersburg State University, Institute of Earth Science)

Assessment of harmful substances input into the sedimentation basins of the Gulf of Finland during last 6000 years

Ключевые слова: седиментационные процессы, тяжелые металлы, морская геология, антропогенное воздействие восточная часть Финского залива

Проблема загрязнения донных отложений потенциально опасными для экосистемы веществами является чрезвычайно актуальной для Финского залива. Крайне высокий уровень антропогенной нагрузки на акваторию залива со стороны мегаполисов, промышленной, сельскохозяйственной и транспортной инфраструктуры обуславливает поступление поллютантов в акваторию и их накопление в современных илах локальных седиментационных бассейнов [1–3]. Активные дноуглубительные работы и дампинг, связанные со строительством и расширением портов в российской части Финского залива приводят к вторичному загрязнению акватории в результате взмучивания и переотложения донных осадков. Как многократно отмечалось, важной методической проблемой является отсутствие в Российской Федерации и Финляндии общепринятых стандартов и критериев оценки уровня загрязнений донных отложений морей. В связи с этим представляет интерес определение «доиндустриальных» концентраций тяжелых металлов в колонках донных отложений, а также выявление зависимости их распределения от изменений параметров палеосреды седиментации (придонной солености морских вод, окислительно-восстановительных условий на границе дно–вода и др.) в геологическом прошлом.

Достаточно высокие (0.3–0.7 см/год) скорости алевро-пелитового осадконакопления [4] в седиментационных бассейнах Финского залива позво-

ляют рассматривать колонки донных отложений, как источник информации об объемах поступления и аккумуляции в седиментационные системы Литоринского моря (8500–4500 л.н.) и Балтийского моря тяжелых металлов и оценке антропогенной составляющей загрязнения.

В рамках совместного российско-финского проекта «Изменения бассейна Балтийского моря за последние 60000 лет как результат взаимодействия климата, развития ледниковых щитов и океана» (проект РФФИ 14-05-91763) были отобраны колонки донных отложений различных седиментационных бассейнов в западной, центральной и восточной частях Финского залива (станции: JML, GF2 и F40, располагающиеся на глубинах 80, 84 и 38 м соответственно). Отобранные с помощью ударных прямоточных трубок колонки (длиной от 3 до 6 м) представляют собой непрерывные седиментационные архивы позднего голоцена. Для всех отобранных колонок был выполнен детальный (с шагом от 1 см до 10 см) отбор образцов для геохимических исследований (ICP-MS) и гранулометрического анализа. Определялись содержание тяжелых металлов (в том числе свинца, кадмия и цинка), а также фосфора и органического вещества. Кроме того, на всех станциях отбора длинных колонок, а также на ряде дополнительных полигонов (в том числе, в Невской губе и в отработанных карьерах по добыче песка) с помощью герметичных грунтовых трубок GEMAX и Niemisto отбирались колонки поверхностных отложений (0–60 см). Определение возраста отложений выполнялось с использованием радиоуглеродного датирования (AMS-14C), палеомагнитных и изотопных (^{210}Pb - и ^{137}Cs) методов.

Полученные результаты указывают на увеличение поступления в бассейн седиментации потенциально опасных веществ (например, Pb) уже в период климатической аномалии Средних веков (около 950–1250 н.э.). Резкое увеличение содержания тяжелых металлов отмечается во всех колонках с 1950-х до 1970-х – 1980-х гг. В то же время последние десятилетия характеризуются общим снижением концентрации тяжелых металлов в донных осадках рассмотренных седиментационных бассейнов. Следует отметить, однако, что, не смотря на выявленную положительную с точки зрения состояния природной среды Финского залива тенденцию, концентрация тяжелых металлов и биогенных веществ в донных осадках бассейнов седиментации остается высокой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2012 г. /Под ред. О.В.Петрова, А.М.Лыгина. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 112 с.
2. Корнеев О.Ю., Рыбалко А.Е., Федорова Н.К. Геоэкологические аспекты дреджинга в Финском заливе // Ученые записки Российского государственного гид-

рометеорологического университета Научно-теоретический журнал. 2014. № 35. С. 119–123.

3. Vallius H., Ryabchuk D., Kotilainen A. Distribution of heavy metals and arsenic in the soft surface sediments of the coastal area off Kotka, North-Eastern Gulf of Finland, Baltic Sea. Geological Survey of Finland, Special Paper 45, P. 31–46.
4. Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Жамойда В.А. и др. Новые данные о формировании реки Невапо результатам седиментологических исследований в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2014. № 61. С. 6–20.

The environmental problems of the Gulf of Finland (GoF) include e.g. eutrophication and hazardous substances. In this work we have used geological records, seabed sediments, to study environmental history and trends in heavy metal input (e.g. lead, cadmium and zinc) and sedimentary phosphorus, among other nutrients, in the GoF, the Baltic Sea, over the past 6000 years. We have studied sediment cores from three Sites, from the western (JML), central (GF2) and eastern GoF (F40). These sites are located in the water depths of 80, 84 and 38 meters, respectively. The short sediment cores were recovered using a GEMAX gravity corer, and long sediment cores using a piston and a gravity corer. Detailed analyses of sediments include e.g. ICP-MS geochemical, total carbon, and LOI. The age model for these sediment cores is based on AMS-14C-, palaeomagnetic-, 210Pb- and 137Cs dating, and Pb-content records. Results from sediment studies indicate an anthropogenic input of harmful substances (e.g. Pb) already during the Medieval Climate Anomaly (around 950-1250 AD). Increase in heavy metal input, since 1950's until 1970's/1980's, is also clearly visible in sedimentary records. However, over the last decade(s) the concentrations of heavy metals have generally declined. Moreover, seabed sediments of the GoF still contain high concentrations of nutrients and heavy metals.

This work is a part of an ongoing CISU that is funded by Academy of Finland and Russian Foundation for Basic Research (project 14-05-91763).

Ткаченко Ю.Ю.¹, Денисов В.И.², Шержуков Е.Л.³

(¹Территориальный центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, г. Краснодар, e-mail: yuyut23@mail.ru;

²Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону;

³ООО «Эмерсит», г. Москва)

Развитие системы мониторинга сгонно-нагонных явлений на восточном побережье Азовского моря

Tkachenko Yu.Yu.¹, Denisov V.I.², Shershgukov E.L.³

(¹Territorial Center of Monitoring and Forecasting of Situation of Natural and Man-Made Origin, Krasnodar; ²Southern Federal University, Rostov-on-Don; ³ООО “Emersit”, Moscow)

Development of the monitoring system for tracking surging on the eastern coast of the Azov Sea

Ключевые слова: сгонно-нагонные явления, уровень моря, мониторинг уровня, Азовское море

Основной причиной сгонно-нагонных явлений в Азовском море, являются проходящие над регионом циклоны, которые генерируют сильный ветер над акваторией моря. Типы барических полей, при которых происходят сгонно-нагонные явления подробно описаны в работах [1–3].

Чаще всего глубокие циклоны со значительными градиентами давления, скоростью ветра 20–25 м/с западной четверти отмечаются в зимний период (декабрь-январь). Реже осенью и весной.

Время действия сильных ветров западного направления, как правило, не превышает одни сутки. В такой ситуации подъем уровня моря на восточном побережье Азовского моря 1.5–2 метра.

Наибольшую опасность для восточного побережья представляют «ныряющие» циклоны. Скорость ветра при их прохождении через центр Азовского моря может достигать более 30–35 м/с. Это приводит к катастрофическим последствиям на восточном побережье, как это было в 1877 г., 28.02–01.03.1914 г., 28–29.10.1969 г. и 24.09. 2014 г.

Подъем воды отмечался до 3 метров. При скорости ветра более 20м/с подъем уровня сопровождается сильным волнением, которое на мелководье достигает высоты 1.5–2 м. Волнение, которое по характеру больше напоминает прибойное, в сочетании с подъемом уровня воды способствует интенсивному разрушению и трансформации берегов. Средняя скорость размыва берега достигает здесь 3–4 м/год, максимальная – до 6–7 м/год [4].

Выполнить точную оценку степени разрушения берегов после каждого нагона не представляется возможным, так как количество пунктов наблюдений за уровнем моря на восточном побережье Азовского моря ограничено. В настоящее время их всего 5 – Темрюк, Приморско-Ахтарск, Должан-

ская, Ейск, Азов. Срочные наблюдения за уровнем во всех пунктах выполняются 2 раза в сутки. Наблюдения за миграцией береговой черты не выполняются.

Соответственно, при такой дискретности измерений, получить реальную картину изменения уровня моря сложно, учитывая быструю изменчивость сгонно-нагонных колебаний уровня, как во времени, так и по акватории моря.

Учитывая важность мониторинга уровня моря на восточном побережье Азовского моря, в первую очередь как механизма своевременного предупреждения населения о надвигающейся опасности, получения достоверных данных о колебаниях уровня моря в Краснодарском крае была реализована система автоматических гидрологических комплексов (АГК). АГК установлены на побережье Азовского моря Краснодарского края и контролируют непрерывно уровень воды моря с дискретностью 10 мин.

Опыт эксплуатации показал высокую эффективность работы данных датчиков.

Во время катастрофического нагона 24 сентября 2014 г. АГК позволили получить детальную картину развития нагона, максимальные отметки уровня и изменение высоты береговой черты (рис. 1). Выполнять наблюдения за уровнем стандартными методами не представлялось возможным, так как наблюдателю невозможно было выйти на пост и снять отсчет по рейке.

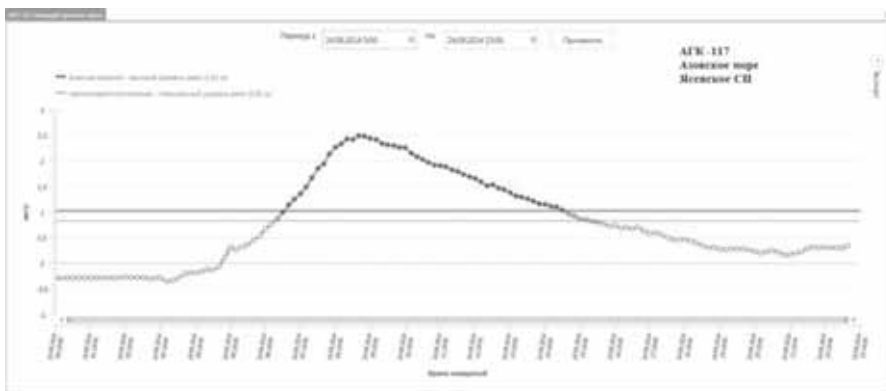


Рисунок 1. Ход уровня моря в районе Ясенской переправы 23–25 сентября 2014г. по данным АГК.

Подъем воды начался в 4 час. 50 мин. 24 сентября 2014г. (с отметки 0.11 метра). В 6 час. 40 мин. была превышена отметка 1 метр, которая соответствует значению – «опасное явление». Максимум подъема уровня воды составил 2.50 метра в 8 час. 50 мин. Превышение над уровнем до нагона со-

ставило 2 метра 69 см. Спад начался в 09 час. 15 мин. и уровень воды в 15 час. 10 мин. достиг отметки 0.86 метра, что ниже отметки «неблагоприятное явление».

Явление продолжалось около 11 часов. В результате были затоплены значительные территории.

При этом была отмечена значительная трансформация беговой линии – вынос ракушечника и песка отмечен до 100 метров от береговой линии толщина наносов составила до 1 метра (рис. 2).

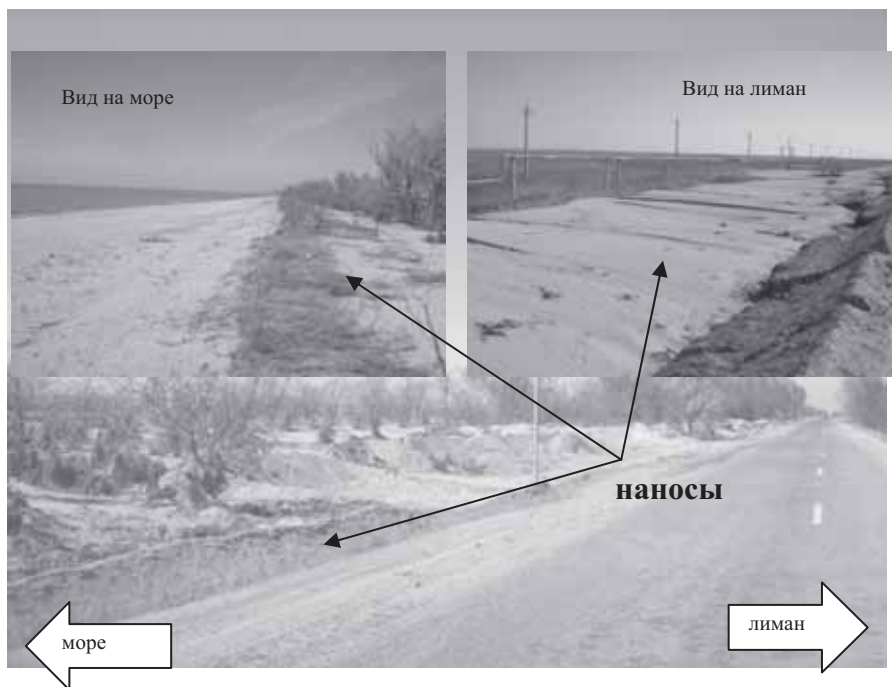


Рисунок 2. Изменение прибрежной зоны после нагона 24 сентября 2014 г. в районе Ясенской переправы.

В настоящее время на побережье функционируют 7 автоматических постов наблюдений за уровнем моря, расположенных от Темрюка до Ейска. Двухлетний опыт эксплуатации данной системы показал, что именно такая система мониторинга уровня Азовского моря позволяет решать как проблемы предупреждения населения, так и обеспечивает сбор данных в реальном режиме времени с максимальной детализацией. В настоящее время планируется оснащение АГК метеостанциями, которые позволят получать непрерывно значение метеорологических параметров на побережье, в пер-

вую очередь, скорость и направление ветра. В этом случае, при наличии параллельных рядов хода уровня моря и скорости ветра, можно говорить о повышении точности краткосрочного прогноза сгонно-нагонных явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дьяков Н.Н., Фомин В.В. Синоптические условия возникновения аномальных колебаний уровня Азовского моря // Наук. праці УкрНДГМІ. 2002. Вып. 250.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. СПб: Гидрометеоиздат, 1991. 236 с.
3. Чернякова А.П. Типовые поля ветра Черного моря // Тр. БГМОЧАМ. 1965. Вып. 3. С. 79–121.
4. Востриков А.В. Природные и техногенные факторы современного развития берегов восточной части Азовского моря Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук Краснодар, 2006.

The importance of the development of the monitoring system for tracking surging on the eastern cost of the Azov Sea is explained.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Калининград; e-mail: eroshenko@atlas.baltnet.ru)

Проблемы сохранения берегов и восстановления пляжей Калининградского морского побережья (Балтийское море)

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

Problems of the conservation of the coast and beach recovers of Kaliningrad sea board (Baltic Sea)

Ключевые слова: Балтика, пляжи, берега, буны, габионы, песок, гравий, Самбийский полуостров

Длительная история эксплуатации берегозащитных сооружений от штормового размыва неустойчивых берегов Калининградской области показала их очень слабую эффективность. Особенно в этом отношении неэффективны волноотбойные стены и применяемые в последние годы разные наброски и габионы, из-под которых песок вымывается, они опрокидываются и рассыпаются. Единственным оправдавшим себя сооружением можно считать систему бунов, направленную на перехват вдольбереговых потоков наносов. Но и она стала плохо работать и не перехватывает эти потоки, т.к. в результате длительной (более чем 100-летней) эксплуатации разрушена.

Для эффективного функционирования системы бунов, длина которых сейчас охватывает 31.5 км морского побережья и должна защищать около 70% размываемых в Калининградской области берегов [1] необходимым условием является поступление на пляж достаточного количества песков и песчано-гравийных смесей, которые должны в довольно короткие сроки привести к образованию широких волногасящих песчаных пляжей. Проблемы восстановления пляжей на Калининградском морском побережье заключаются не только в восстановлении и ремонте систем бун, что, безусловно, весьма затратное мероприятие, но и в проблеме поисков и разведке достаточно крупных запасов подходящего качества песков и песчано-гравийных смесей. Известно, что мелкозернистые пески, слагающие современные и затопленные дюны, малопригодны для наращивания пляжей, т.к. легко уносятся волнением и ветром. Поэтому, следует искать крупнозернистые и гравийные пески, наиболее устойчивые к таким явлениям.

Геологическая изученность Самбийского полуострова, литолого-стратиграфические исследования, выполненные с разными целями за более чем 150-летний период, особенно тщательно по геологии, литологии и стратиграфии янтареносных отложений, позволяют утверждать, что наи-

большими перспективами на обнаружение больших запасов крупнозернистых песков и песчано-гравийных смесей в прибрежных районах Самбийского полуострова и прилегающего к нему подводного склона являются отложения палеогена, трансгрессивно залегающие на разных горизонтах терригенно-карбонатных пород верхнего мела, слагая мульду Польско-Литовской впадины (рис.). Отложения палеогена имеют преимущественно терригенный состав и хорошо выраженное ритмичное строение.

Осадочные ритмы обычно начинаются грубообломочными осадками с желваками и включениями фосфоритов и заканчиваются алевролитами, илами и глинами. Ритмы обычно отделены друг от друга размывами и перемывами в седиментации. Это свидетельствует о мелководных, лагунно-морских условиях их накопления. На основе ритмичности, литологического состава, фауны и возраста проведено стратиграфическое расчленение отложений палеогена Самбийского полуострова и Балтики [2–9].

По литологическому составу, характеру ритмичности, наличию размывов и перемывов в палеогене выделено от 6 до 8 свит. В северном и северо-восточном направлениях уменьшается, как количество свит, так и их мощность. В этих же направлениях должно возрастет количество грубозернистых терригенных осадков. Но слабая изученность, отсутствие обнажений палеогена и данных бурения не позволяет точно определить положение береговой линии палеогенового моря и местоположение грубообломочных фаций. Судя по обобщенной литолого-стратиграфической схеме (рис.) и другим данным наиболее грубозернистые осадки, включая крупнозернистые пески и гравий мощностью до 28 м, находятся в основании ритмично построенных свит. В некоторых свитах такие осадки, очевидно, связанные с локальными перерывами в седиментации и размывами. Они встречаются в виде линзовидных прослоев не только в основании, но и в средней и верхней частях свит.

Особенно в этом отношении выделяются алкская, прусская и отчасти пальвеская свиты (рис.). В осадках названных свит присутствуют обломки янтаря и желваки фосфоритов. В прусской свите янтарные обломки, как известно, наиболее распространены в слое «голубой земли». А в нижележащем слое «дикая земля» желваки фосфоритов настолько сближены, что образуют фосфоритовую плиту толщиной до 5.5 м [8]. Реже встречаются обломки янтаря и желваки фосфоритов в песках самбийской и любавской свит.

Крупнозернистый песок и песчано-гравийные смеси пригодные для намывки и ремонта пляжей можно найти и в современных осадках Балтийского моря. Они могут быть следующих типов: 1 – переработанные штормами и волнами и затопленные морем ледниково-озерные и моренные отложения; 2 – отложения речных и ледниковых долин; 3 – затопленные озерные и флювиогляциальные осадки, осадки древних дюн; 4 – осадки вдольбереговых потоков; 5 – осадки разрывных (отбойных) течений; 6 – осадки древних затопленных клифов.

Надо отметить, что крупнозернистые пески и песчано-гравийный материал – наиболее устойчивые на пляжах, являются в Калининградской области дефицитными, и с каждым годом этот дефицит будет только увеличиваться. Выше были рассмотрены их возможные источники, с расчетом на близость к месту использования, т.е. к пляжевым участкам, и наличия значительных запасов песка и гравийных материалов. Были обобщены известные по прежним экспедиционным исследованиям данные и опубликованные материалы. В статье показано, что крупные запасы песков и гравийных материалов можно найти на шельфе Самбийского полуострова до глубин 20–30 м в отложениях алкской и прусской свит.

Как известно, отложения прусской свиты содержат янтареносный слой «голубой земли», который отработан на пляжевых карьерах в районе пос. Янтарный. Лежащие под слоем «голубой земли» слой «дикой земли» и отложения алкской свиты также содержат включения янтаря и залежи желваковых фосфоритов (весьма дефицитного в России и области удобрения). Существует проект строительства глубоководного порта в пос. Янтарный. Если он будет осуществляться, то, безусловно, потребуются углубление и расширение шельфовых карьеров и судоходных каналов. При этом будут добываться янтареносные и фосфоритоносные отложения прусской и алкской свит, содержащие крупные запасы песка и гравия. Материал со дна моря из отложений прусской и алкской свиты с любого участка Самбийского полуострова необходимо подвергать обогащению с целью получения янтаря, фосфоритов, глауконита. А так называемые «хвосты» следует подавать по пульпопроводу на пляж в район пос. Фирино.

На побережье этого поселка уже была опытная добыча песка для наращивания пляжа в сторону Светлогорска. В результате был создан довольно широкий пляж, но он быстро исчез после прекращения сбросов, т.к. они были представлены мелкозернистыми песками пальвеской свиты. Крупнозернистые пески и песчано-гравийные осадки прусской свиты было запрещено разрабатывать и сбрасывать в море, т.к. это было браконьерством. Кстати, после ликвидации предприятия началось настоящее браконьерство – неофициальные углубления карьера и добыча янтаря с помощью помп. Другим возможным источником песка и гравия для пляжей являются современные осадки, типы которых перечислены выше. В отличие от палеогеновых источников они связаны с локальными морфоструктурами (размытыми и затопленными моренами, камами, озами, сквибовыми отвалами, речными и ледниковыми долинами, древними затопленными клифами, дюнами и т.д.). Имеется необходимость в их поисках, разведке и исследованиях. Насущная потребность в защите побережья и Куршской косы заставляет предпринимать такие расходы [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басс О.В., Рябой В.Е. Анализ современного состояния и эффективность системы берегозащиты на морских берегах Калининградской области // Мат. X межд. конференции. Калининград: КГТУ, 2012. С. 111–114.
2. Балтакис В.И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики // Литология и геология пол. ископаемых Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис. 1996. С. 279–323.
3. Блажчишин А.И. Геологическое строение берегового склона Самбийского полуострова // Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинанетне. 1874. С. 161–168.
4. Блажчишин А.И., Болдырев В.Л. Ресурсы инертных материалов на Калининградском побережье // Экологические проблемы Калининградской области и Юго-Восточной Балтики. Калининград: КГУ, 1999. С. 76–79.
5. Григалис А.А., Свиридов Н.И., Харин Г.С. и др. Геологическая карта Балтийского моря и прилегающей суши. Масштаб 1:500000. Спб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 1993.
6. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Калининград: МПР. 2001. 226 с.
7. Харин А.Г. Оценка ценности рекреационных ресурсов Куршской косы: сравнительный анализ методов стоимостной оценки // Балтийский экономический журнал. 2010. № 2 (4). С. 36–47.
8. Харин Г.С. Фосфоритонность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Балтики // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 9. С. 339–362.
9. Kharin G.S. Kharin G.A. A guidebook of geology of the Sambian Peninsula // Kaliningrad. The seventh marine conference "Baltic-7". 2002. P. 146–158.

The most efficient measure to protect the coast of the Kaliningrad sea coast is a system restore buhne and technical makeup beach gravel and coarse sand. Their most profitable deposits taken from the Alkskian and Prussian suites, which are found in the north-western and northern slopes of underwater Sambia Peninsula and in the waste amber-pits.

Холмянский М.А.¹, Анохин В.М.²

(¹ФГУП «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: holm936@rambler.ru;

²Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru)

Эколого-геологическое районирование Баренцева и Карского морей и его эндогенная обусловленность

Kholmyanskii M.A.¹, Anokhin V.M.²

(FSUO “Vniiokeangeologia” St-Petersburg;²Institute of Limnology RAS, St-Petersburg)

Ecological and geologic the zoning of the Barents and Kara Seas and its endogenous character

Ключевые слова: Экзогенные факторы, эндогенные факторы, области переноса, области накопления, эколого-геологическая формационная зона.

Экологическое состояние арктических морей России находится под все возрастающей угрозой техногенного воздействия.

Существенное участие в формировании экологической обстановки в арктических морях принимают эндогенные процессы.

В течение многих лет авторы в составе коллектива ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга при сотрудничестве с рядом иных организаций занимались изучением геолого-экологического состояния Баренцево-Карского региона. Проводились геофизические исследования (в т.ч. электроразведочные), донный пробоотбор, анализ буровых колонок и данных каротажа и пр.» а также анализ опубликованных материалов.

Помимо прочего изучались характеристики криолитозоны, в частности, ее мощность, глубина залегания, значения придонных температур и другие. На основании результатов этих исследований для описываемого региона был составлен ряд карт геолого-экологического содержания.

Рассматриваемый регион располагается в пределах выделенной Ю.Е. Погребницким арктической геодепрессии, представляющей из себя сложную структуру, включающую крупнейшие морфоструктуры: Центрально-Баренцевскую антеклизу, Северо- и Южно-Баренцевские синеклизы, Ново-земельский желоб, Приамальскую аккумулятивную равнину и др. [1].

В общей тектонической структуре региона весьма велика роль разрывных нарушений. Преобладают разломы (сбросы) широтного, северо-восточного и северо-западного направлений [2]. Преобладающее растяжение способствует образованию вдоль разломов зон повышенной проницаемости, по которым на поверхность дна могут поступать глубинные эманации.

Экзогенные факторы, влияющие на геоэкологическую обстановку в регионе: состояние криолитозоны; гидро- и литодинамическая обстановка; ассимиляционная емкость донных осадков; процессы переноса и накопле-

ния загрязняющих элементов; инженерно-геологические явления природного и техногенного происхождения; поступление загрязнителей от разработки прибрежных и шельфовых месторождений [1, 3, 4].

Эндогенные факторы:

- общее тектоническое строение района;
- расположение тектонических разломов и линейментов в районе;
- сейсмическая активность района;
- эманации по разломам и ослабленным зонам;
- возможные последствия эндогенной активности в районе (обрушения,

оползни, обвалы, осыпи, взмучивание и т.д.)

Результаты исследования

В результате анализа и обобщения разнообразных данных составлена Эколого-геологическая карта Баренцево-Карского региона (см. рис.). Эта карта является первой попыткой совместить экзогенные и эндогенные факторы негативного влияния на экологическую ситуацию в регионе. На карте выделяются эколого-геологические формационные зоны, под которыми понимаются пространственно-временные совокупности природных и техногенных процессов, характеризующиеся общими географическими, фациальными, геохимическими, геокриологическими, инженерно-геологическими, геодинамическими признаками и однотипным проявлением экологических функций литосферы.

Выделено восемь эколого-геологических формационных зон, из которых наиболее сложной экогеологической обстановкой отличаются Центральная баренцевоморская и Амдермская зоны, где опасные криогенные процессы развиты наряду с повышенной сейсмичностью, активным накоплением тяжёлых металлов и высоким содержанием взвеси в морской воде.

Зоны повышенных содержаний тяжелых металлов в придонных водах и донных осадках выделяются на карте по данным донного опробования и геохимических исследований [3, 5].

Области переноса и осаждения тяжелых металлов разной интенсивности выделены на основании результатов электроразведочных работ – по характеристикам локального электрического поля.

На основании анализа структурно-тектонических карт и схем, приведенных в литературе, на карте выделены зоны наибольшей коррозионной активности, вызванной эманациями, выходящими по дизъюнктивам и связанные с разломами аномалии физических полей [6].

Зоны разгрузки вод, поступающих на донную поверхность из нижнеордовикских, нижнесилурийских, среднедевонских и более молодых горизонтов, отмечены в литературе [7, 8]. Высокая минерализация этих вод ведет к нарушениям гидрохимического режима и изменению условий обитания биоты. На основании анализа батиметрических и гидрогеологических данных выделены несколько зон опасностей для биогенных сообществ эндогенной гидрогеологической природы.

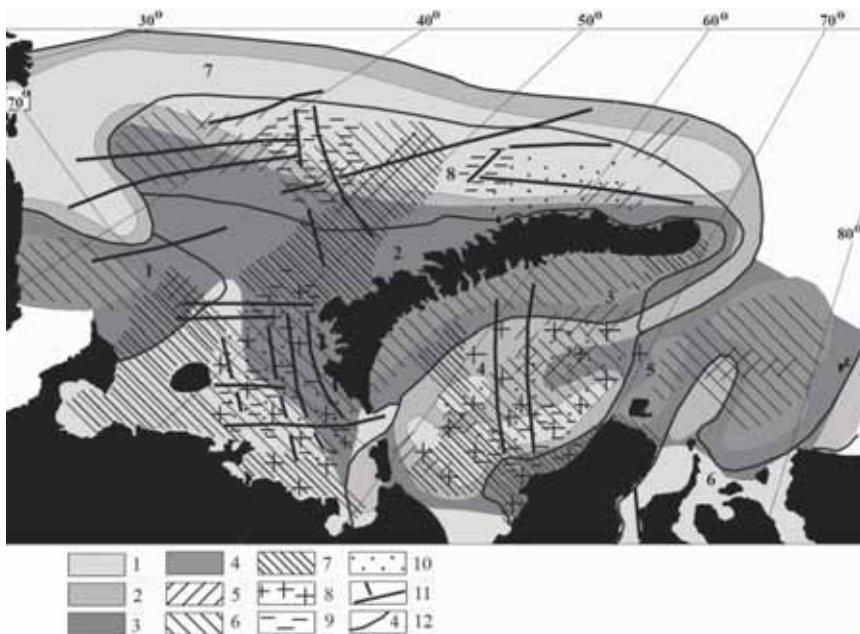


Рисунок. Эколого-геологическая карта Баренцево-Карского региона:

1 – области активного переноса комплекса тяжелых металлов (1–4 – по данным электроразведки), 2 – области умеренного переноса комплекса тяжелых металлов, 3 – области активного осаждения комплекса тяжелых металлов, 4 – области умеренного осаждения комплекса тяжелых металлов, 5 – области активного взмучивания при сейсмических воздействиях, 6 – области максимального содержания тяжелых металлов в осадках и придонных водах (по данным пробоотбора), 7 – области повышенной вероятности механических повреждений из-за техногенных изменений геокриологического режима, 8 – области повышенной вероятности опасных природных криологических процессов, 9 – области повышенной активности коррозии, 10 – области повышенной сейсмической активности, 11 – основные разломы, 12 – границы эколого-геологических формационных зон и их номера: 1 – кольская, 2 – центральная баренцевская, 3 – приновоземельская, 4 – амдермская, 5 – центральная карская, 6 – обско-енисейская, 7 – северная, 8 – пограничная шельфовая.

Исходя из сведений о расположении наиболее вероятных центров сейсмологической активности и тектонических данных, на карте выделены зоны наибольшей потенциальной сейсмологической опасности. При проявлениях сейсмической активности будет происходить взмучивание донных осадков, при котором возникает угроза нормальному обитанию биоты. Поэтому на основании литологического и литодинамического анализа выде-

ляются зоны максимально возможного взмучивания вышеуказанной природы, показанные на карте.

На участках морских платформ и прилегающей акватории происходят техногенные изменения условий придонной среды. Это приводит к изменению характеристик субаквальной криолитозоны. Изменяются положения кровли многолетнемерзлых пород и их мощности, что приводит к проседанию донной поверхности, оползевым и другим процессам, опасным для устойчивости самой платформы. На карте выделены зоны, наиболее опасные с этой точки зрения.

Выводы

1. Введено новое понятие: «эколого-геологические формационные зоны» для более совершенного геоэкологического районирования.

2. Ряд эколого-геологических формационных зон выделяется на Эколого-геологической карте Баренцево-Карского региона (рис.), где видны особенности каждой из зон.

3. Наиболее сложной экогеологической обстановкой отличаются центральная баренцевоморская и амдермская зоны, где опасные криогенные процессы развиты наряду с повышенной сейсмичностью, активным накоплением тяжёлых металлов и высоким содержанием взвеси в морской воде.

4. Геоэкологическую ситуацию на Баренцево-Карском шельфе в настоящее время можно признать спокойной. Однако в перспективе все более интенсивного хозяйственного освоения этого района может привести к крайне негативным последствиям, вплоть до экологических катастроф.

5. Для минимизации возможных негативных экологических последствий необходимо продолжение исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и полезные ископаемые России. Арктические и Дальневосточные моря. Т. 5, кн.1. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2004. 470 с.
2. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. С-Пб.: Недра, 2006. 161 с.
3. Козлов С.А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. СПб.:Изд. ВНИИОкеангеология, 2004. 150 с.
4. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб. Изд. ВНИИОкеангеология, 2002. 960 с.
5. Алхименко А.П., Великанов Ю.С., Ефремкин И.М. и др. Экологическая безопасность при освоении нефтегазовых месторождений на шельфе Карского моря. СПб.,2004. 160 с.
6. Кострюкова Н.К., Кострюков О.М. Локальные разломы – фактор природного риска. Изд-во академии горных наук. Москва, 2002. 240 с.
7. Мельников В.П., Спесивцев А.Н. Инженерно-геологические и геокрио-

логические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, 1995. 198 с.

8. Неизвестнов Я.В., Обидин Н.И. Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия Советского сектора Арктики // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., 1971. 376 с.

As a result of multi-years geological and geophysical studies we composed Eco-geological map of the Barents-Kara region which is the first attempt to combine exogenous and endogenous factors of the negative influence on the ecological situation in the region.

**Часовников В.К., Чжу В.П.,
Очередник О.А., Марьясова Е.С.**

(Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Геленджик, E-mail: chasovn@mail.ru)

**Загрязнение донных осадков
в прибрежной зоне северо-восточной части
Черного моря**

**Chasovnikov V.K., Chjoo V.P.,
Ocherednik O.A., Mar'yasova E.S.**
(Southern Branch Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

**Contamination of bottom sediments
in the coastal area of the north-eastern part of the Black Sea**

Ключевые слова: донные отложения, техногенные загрязнения, антропогенное воздействие, Черное море

Для донных отложений морских акваторий в российских территориальных водах в настоящее время не существует нормативно закреплённых характеристик их качества по уровню концентраций загрязняющих веществ (ЗВ). Хотя содержание ЗВ в донных отложениях российскими нормативными документами не регламентируются, однако существует возможность оценивать степень загрязнения донных отложений в контролируемом районе на основе соответствия уровней содержания ЗВ критериям экологической оценки загрязнённости грунтов по «голландским листам» (Neue Niederlandische Liste). Допустимые концентрации (ДК), в соответствии с зарубежными нормами, представлены в табл. 1.

Таблица 1. Допустимые уровни концентраций (ДК) загрязняющих веществ в донных отложениях водоемов в соответствии с зарубежными нормами (Neue Niederlandische Liste. Altlasten Spektrum 3/95, Warmer H., van Dokkum R., 2002, Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001, RIZA report 2002.009, Lelystad, 77 p.)

Загрязняющие вещества	ДК	Загрязняющие вещества	ДК
Ртуть, мкг/г	0.3	Цинк, мкг/г	140
Медь, мкг/г	35	ΣХОП, нг/г	2.5
Свинец, мкг/г	85	Бенз(а)пирен, нг/г	25
Кадмий, мкг/г	0.8	НП, мкг/г	50

В 2013 г. были выполнены исследования донных осадков в Геленджикской, Голубой и Цемесской (Новороссийской) бухтах, соответственно на 8, 5 и 8 станциях.

Для оценки экологического состояния донных отложений в поверхностном слое (0–5 см) определены нефтепродукты (НП), тяжелые металлы (ТМ – Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Mn), ХОП (α -ГХЦГ, γ -ГХЦГ, 4.4'-DDT, 4.4'-DDE, 4.4'-DDD) и бенз(а)пирен (ПАУ).

Для сравнения в табл. 2 приводятся данные о средних величинах содержания загрязняющих веществ в осадках для исследованных акваторий, которые находятся под разным уровнем антропогенного воздействия.

Таблица 2. Средние значения содержания химических параметров в донных отложениях различных акваторий, по данным 2013 г.

Параметр	Геленджикская бухта	Голубая бухта	Цемесская бухта, порт.	ДК*
Ртуть (Hg) мкг\г	0.027	0.022	0.251	0.3
Железо (Fe) мг\кг	4956	3738	12710	–
Марганец (Mn) мг\кг	242.6	268.3	385.0	–
Медь(Cu) мкг\г	10.70	13.23	63.06	35
Цинк (Zn) мкг\г	28.99	26.85	192.5	140
Кадмий (Cd) мкг\г	0.153	0.097	0.469	0.8
Свинец (Pb) мкг\г	9.32	7.23	56.5	85
Нефтепродукты, мг/кг	64.4	51.4	1534	50
Бенз(а)пирен, мг/кг	<0.005	<0.005	–	0.025
ΣХОП, нг/г	3.11	2.88	–	2.5

ДК* – допустимые уровни концентраций (ДК) загрязняющих веществ в донных отложениях водоемов в соответствии с зарубежными нормами (Neue Niederlandische Liste. Altlasten Spektrum 3/95). Превышение выделено серым цветом.

Как видно из табл. 2, содержание тяжелых металлов (ТМ) и нефтепродуктов в донных отложениях Голубой и Геленджикской бухт значительно ниже, чем в акватории порта Цемесской бухты. Концентрации ТМ в грунтах Голубой и Геленджикской бухт существенно ниже допустимых концентраций (ДК), таким образом, можно констатировать, что исследуемая акватория в геленджикском районе не загрязнена этими металлами. Среднее содержание нефтепродуктов, для всех исследованных полигонов, пре-

вышает норму (ДК-50 мг/кг, по Neue Niederlandische Liste), однако если для Голубой и Геленджикской бухт это превышение незначительно (отношение C_{cp}/DK , соответственно 1.03 и 1.29), то для акватории порта Цемесской бухты C_{cp}/DK составляет более 30, что означает превышение нормы в 30 раз.

Уровень загрязнения донных отложений в прибрежной зоне зависит от многих факторов. В основном, от литологического типа осадка, его гранулометрического состава, глубины моря, свойств загрязняющих веществ (ЗВ) и уровня их поступления с берега, гидрологических условий, системы течений и тд.

Полученные результаты показывают, что для донных отложений Голубой и Геленджикской бухт характерны пониженные величины в содержании техногенных загрязнений, особенно по сравнению с аналогичными показателями в Цемесской бухте. Однако, наблюдаются превышения ДК по содержанию нефтепродуктов и пестицидов.

Массовые концентрации ΣXOP в Геленджикской бухте в среднем выше, чем массовые концентрации ΣXOP в Голубой бухте на 7%. При этом в обеих бухтах наблюдаются максимальные значения массовых концентраций в пробах грунта для 4.4'-DDT. Для суммы пестицидов (ΣXOP) в донных отложениях наблюдается превышение допустимого уровня полученных средних величин до 1.24 раза, и, для максимальной зафиксированной величины 4.28 раза.

Таким образом, можно констатировать, что в донных осадках Голубой и Геленджикской бухт наблюдается уровень содержания, как суммы пестицидов, так и их отдельных форм, превышающий допустимые нормы. Остальные изученные техногенные загрязнения находились в осадках этих бухт в концентрациях ниже норм ДК.

Из наиболее загрязненных участков исследованной акватории в Геленджикской бухте следует выделить, в первую очередь, юго-восточный район, прилегающий к месту впадения реки Су-Аран, где наблюдается наиболее интенсивное антропогенное воздействие и как следствие накопление загрязнений в осадках.

Для распределения различных загрязняющих веществ в грунтах акватории Голубой бухты характерен максимум величин в районе причала ЮО ИО РАН, что связано с постоянным источником поступления ЗВ, которым является стоянка судов и вынос реки Ашамба с аккумуляцией взвеси в этом районе.

Content of technogenic pollutants in the sediments of coastal northeastern Black Sea were evaluated. The quantitative assessment of the level of anthropogenic impact of Gelendzhik and Blue Bay and Tsemess bays was carried out. A list of pollutants exceeding the standards of MPC was determined.

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

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

Афанасьева В.К.

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

Экспедиция MSM44 в залив Баффина, предварительные результаты и перспективы исследований

Afanasyeva V.

(I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, St.Petersburg, e-mail: afanasyeva.vk@gmail.com)

MSM44 expedition to the Baffin Bay, preliminary results and prospective

Ключевые слова: залив Баффина, палеоокеанология

Гренландский ледниковый щит (ГЛЩ) в последние годы претерпел значительные изменения [например, 1–5]. В частности, некоторые исследователи отмечают ускорение движения льда и потери его массы, которые негативно сказываются на балансе массы ГЛЩ. Его вклад в изменение уровня Мирового океана вызывает серьёзную озабоченность учёных со всего мира [6]. Hogan et al. [7] продемонстрировали, что шельфовые части выводных ледников в особенности подвержены изменениям гидрологических условий и локально ослабляют упор движущейся с континента массы льда. Таяние отколовшихся айсбергов способствует опреснению вод, что в свою очередь влияет на стратификацию водной толщи и провоцирует формирование сильного механизма обратной связи [8]. Отчётливое понимание связей между океаном, криосферой и климатом является ключом для прогноза возможных будущих последствий глобального потепления [9].

Процессы, протекающие на контакте выводных ледников с водой, очень чувствительны к изменениям гидрологических условий в заливе Баффина, которые в свою очередь подвергаются воздействию североатлантических привнесённых водных масс [10]. Западно-гренландское течение приносит относительно тёплые североатлантические воды через пролив Девиса в залив Баффина, где оно преобразуется в Восточно-Гренландское течение (рис.), движущееся вдоль восточного побережья острова. С севера на гидрологические условия в заливе влияют менее солёные арктические воды, которые попадают в залив через проливы Канадского архипелага и в виде Баффинова течения (рис.) движутся в южном направлении, создавая циклонический тип движения вод в заливе.

Результаты полевых исследований и математического моделирования свидетельствуют о том, что история ГЛЩ и океанической циркуляции в заливе Баффина были тесно связаны в прошлом и, вероятно, взаимно влияют друг на друга и в настоящее время. Однако точная природа этих связей, вовлечённые механизмы обратных связей, а также время и хронология этих



Рисунок. Карта районов работ:

1 – подводный каньон Нуука, 2 – пролив Дэвис, 3 – подводный каньон Уумманак; залив Мелвилл: 4 – южная часть, 5 – центральная часть 6 – северо-восточная часть, 7 – северо-западная часть; 8 – северная часть бассейна залива Баффина; и основных течений залива Баффина: I – Западно-Гренландского течения, II – Восточно-Гренландское течение, III – Баффиново течение, IV – Лабрадорское течение.

взаимодействий не до конца изучены. Залив Мелвилл (рис.) представляет собой зону разгрузки 27% западной части ГЛЩ, тем не менее, в этом районе ещё не проводилось исследований для установления упомянутых выше связей.

С 30 июня по 30 июля 2015 в заливе Мелвилла и нескольких других районах залива Баффина были выполнены комплексные геолого-геофизические, биологические и океанографические исследования в рамках немецкого проекта «Past Greenland Ice Sheet dynamics, paleoceanography and plankton ecology in the northeast Baffin Bay» (Динамика Гренландского ледникового щита в прошлом, палеоокеанология и экология планктона в северо-восточной части залива Баффина) на борту НИС Maria. S. Merian. (рис.) Основными задачами исследований являются:

1. Изучение морфологии морского дна с целью реконструкции динамики ГЛЩ на шельфе на протяжении последнего ледникового максимума (картирование таких гляциальных структур, как морены, друмлины, линейные структуры ледникового выпахивания, пинго и др.);

2. Отбор проб донных отложений для реконструкции гидрологических условий района изучения в прошлом;

3. Отбор проб воды и планктона для совершенствования и калибровки палеоокеанологический и палеоклиматических методов исследования окружающей среды [10].

В процессе исследований было выполнено картирование морского дна с помощью многолучевого эхолота на восьми полигонах общей площадью 17597 км² (рис.) по профилям общей длиной 7984 км и проведен отбор проб воды, планктона и осадков в 48 пунктах. Планирование пунктов отбора донных осадков осуществлялось на основании результатов картирования морского дна; планктон изучался в зоне вдоль границы морского льда [10, 11]. Для сбора проб донных осадков использовались: гравитационный пробоотборник (gravity corer), брусковой пробоотборник (giant box corer), много-трубчатый пробоотборник (multi-corer, позволяющий выполнять одновременный отбор 12 неповреждённых проб поверхностных осадков), черпачный пробоотборник (grab sampler). Поднятые различным оборудованием донные осадки отбирались для последующего микрофаунистического, геохимического и литологического анализов (в колонках – через 5 см). В связи с необходимостью получения большего количества карбонатного материала для датирования и изучения на участках с 4 по 8 (рис.) производился последовательный отбор двух гравитационных колонок с каждого пункта. В северо-западной части залива Мелвилл, участок 7 (рис.) было отобрано несколько коротких колонок для датирования небольшого близко расположенного к берегу поля, состоящего из ряда параллельных гряд, предположительно морен отступления.

В глубоких каналах на шельфе выявлены линейные структуры, связанные с ледниковой эрозией (mega scale glacial lineations) и друмлинообразные формы. На плоских мелководных банках, с глубиной менее 400 м) установлены следы айсбергового выпахивания (iceberg plough marks). Практически все осадки представлены гемипелагическими песчанистыми илами серо-оливкового и серого цветов. Во всех пробах осадков

присутствует большое количество терригенного и эрратического материала (dropstones) различного размера: от гальки до булыжников более 10 см в диаметре.

Геологический материал будет использован для реконструкции гидрологических условий залива Мелвилл с использованием таких методов как: датирование AMS¹⁴C, биостратиграфический анализ, измерение стабильных изотопов кислорода и углерода, изучение физических характеристик пород (скорость Р-волн, скорость поглощения гамма-лучей), и корреляция этих данных с результатами других исследований, анализ биомаркеров, геохимический анализ, микрофаунистический анализ (фораминиферы, диатомовые водоросли, динофлагеллаты, акритархи, пресноводные водоросли) [11].

На основании данных, полученных на борту судна (литологическое описание, плотность на основе прохождения гамма-лучей, скорость Р-волн) можно сделать предположение, что несколько из колонок, полученных в заполненных осадками бассейнах залива Мелвилл, покрывают период голоцена, позднего плейстоцена, возможно, последнего ледникового максимума.

Изучение полученного материала позволит получить новые данные о динамике ГЛЩ, механизмах взаимодействия океана и криосферы и создать модели изменения природной среды в ответ на изменения условий окружающей среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Krabil W., Abdalati W., Frederick E. Greenland Ice Sheet: High-Elevation Balance and Peripheral Thinning // *Science*.2000. V. 289. P. 428–430.
2. Moon T., Joughin I., Smith B., Howat I. 21st-Century Evolution of Greenland Outlet Glacier Velocities // *Science*.2012. V. 336. P. 576–578.
3. van der Broeke M.R., Bamber J.L., Ettema J. Partitioning Recent Greenland Mass Loss // *Science*.2009. V. 326. P. 984–986.
4. Velicogna I., Wahr J. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004 // *Nature*.2006. V. 443. P. 329–331.
5. Vinther B.M., Buchardt S.L., Clausen H.B. et al. Holocene thinning of the Greenland ice sheet // *Nature*.2009. V. 461. P. 358–388.
6. Dowdeswell J.A. The Greenland Ice Sheet and Global Sea-Level Rise // *Science*.2006. V. 311. P. 963–964.
7. Hogan K.A., Dix J.K., Lloyd J.M. et al. Seismic stratigraphy records the deglacial history of Jakobshavn Isbrae, West Greenland // *Journal of Quaternary Science*. 2011. V. 26 (7). P. 757–766.
8. Bamberg A., Rosenthal Y., Paul A. et al. Reduced North Atlantic Central Water formation in response to early Holocene ice-sheet melting // *Geophysical Research Letters*.2010. V. 37.

9. Kucera M., Rosell-Mele A., Schneider R.R. et al. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (Margo) // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24 (7–9). P. 813–819.
10. Dorschel B., Hebbeln D., Gebhardt C., Kucera M. MSM44 Proposal (неиздавался)
11. Dorschel B. RV MARIA S. MERIAN MSM44 Cruise Report (неопубликован)

The MSM44 expedition on the RV Maria S. Merian in north-east Baffin Bay (Melville Bugt) was successfully conducted. 17597 km² were mapped and 287 m of sediments were recovered in order to reconstruct the deglaciation history of eastern Greenland Ice Sheet using different micropaleontological, geochemical, isotopic proxies. Preliminary results show coverage of at least Holocene and late Pleistocene sediments.

**Гусев Е.А.¹, Кузнецов А.Б.², Константинова Г.В.²,
Талденкова Е.Е.³, Новихина Е.С.¹**

(¹ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru, ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

**Обоснование позднекайнозойского возраста
донных осадков поднятия Менделеева
на основе Sr-изотопной хемотратиграфии**

**Gusev E.A.¹, Kuznetsov A.B.², Konstantinova G.V.²,
Taldenkova E.E.³, Novikhina E.S.¹**

(¹I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru,
²Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, St. Petersburg, ³M.V. Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow)

**Rational for the Late Cenozoic age
of bottom sediments from Mendeleev Rise
by Sr-based isotope chemical stratigraphy**

Ключевые слова: поднятие Менделеева, Sr-изотопная хемотратиграфия, скорости осадконакопления

Метод Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS), опирается на изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане в геологическом прошлом. Изучение тысячи образцов фораминиферовых илов из глубоководных скважин показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадках позднего кайнозоя повышалось в среднем на 0.00004/млн. лет [1]. Высокий градиент этого отношения и возможности современных масс-спектрометров позволяют датировать позднекайнозойские осадки с точностью ± 200 тыс. лет [2]. "Вычисление" возраста по методу SIS осуществляется путем сопоставления измеренного в образце отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по алгоритму LOWESS, разработанному [1]. Этот метод позволил использовать Sr-изотопную характеристику неперекристаллизованных раковин фораминифер для уточнения возраста глубоководных отложений Северного Ледовитого океана (поднятие Менделеева).

По поднятию Менделеева и другим глубоководным районам Арктики сложилось две точки зрения на возраст рыхлого осадочного чехла – "молодая" и "древняя". Большая часть исследователей придерживается взглядов о "молодом" - четвертичном возрасте осадков, однако есть мнение о "древнем" – плиоцен-эоплейстоцен-четвертичном возрасте чехла. Применение метода избыточного ^{230}Th для датирования колонок донных осадков, ото-

бранных со склонов поднятия Менделеева, свидетельствует о низких скоростях осадконакопления в течение последних 300 тыс. лет [3].

Нами исследовались фораминиферы, отобранные из кернов грунтовых колонок рейса научно-экспедиционного судна «Академик Федоров» (2007 г.) и рейса ледокола «Капитан Драницын» (2012 г.). В изученных колонках выявлены известковые виды фораминифер атлантического происхождения – *Fontbotia wuellerstrofi* и *Oridorsalis tener*, а также некоторые тихоокеанские виды – *Glandulina nipponica* и *Pseudoparella minuta*. В поверхностных слоях значительную роль играют атлантические бентосные фораминиферы *Oridorsalis tener*. Среди планктонных фораминифер во всем разрезе господствует арктический вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin c известковой раковинной.

По колонке KD12-10C (79°27,74' с.ш., 171°55,08' з.д., южная часть поднятия Менделеева, склон безымянной горы, глубина 2200 м) образцы фораминифер были отобраны с трех интервалов - 20-23, 244-291 и 330-355 см. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах карбонатных фораминифер понижается от 0.70917 в интервале 20-23 см, через 0.70916 в интервале 244-291 см до 0.70915 в интервале 330-355 см. В случае отсутствия диагенетической перекристаллизации фораминифер их возраст соответствует увеличивается в соответствующих интервалах от 150±50 тыс. лет, через 380±80 тыс. лет до 670±50 тыс. лет. Это подтверждает, что нижние опробованные уровни глубоководных осадков поднятия Менделеева относятся к плейстоцену. При этом скорость накопления нижних слоев осадка варьировала в пределах 0.5-0.6 см/тыс. лет, что близко к скорости седиментации верхних слоев 0.44 см/тыс. лет (см. [3]).

Колонка донных осадков KD12-05-23C (83°02,42' с.ш., 177°12,66' в.д.) отобрана у восточного края плосковершинной поверхности горы Трукшина, на глубине 1890 м во время экспедиции Арктика-2012. Возраст SIS фораминифер из интервала 20-20.5 см в колонке KD12-05-23C близок к современному - не древнее верхнего неоплейстоцена.

Колонка AF-0731 поднята с глубины 2280 м на восточном склоне безымянной горы в южной части поднятия Менделеева в точке с координатами 78°37'48.9" с.ш. и 171°56'52.1" з.д. Два образца раковин планктонных фораминифер, отобранных из нижней части колонки (330 и 353 см), были изучены с помощью метода стронциевой изотопной хемотратиграфии. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах пересчитанное в возрастные единицы, соответствует возрасту 670±50 тыс. лет назад.

Результаты, полученные по трем колонкам, отобранным в южной и северной частях поднятия Менделеева, склоняют принять "древнюю" стратиграфическую модель для донных осадков этой части Арктики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *Journal of Geology*. 2001. V. 109. № 2. P. 155–170.
2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
3. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География*. 2012. Вып. 4. С. 102–115.

Measured values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in foraminifers of the three columns, taken from Mendeleev Rise bottom sediments that allowed the calculation of SIS-age. The sedimentation rates for the Mendeleev Rise sediments ranged from 0.5-0.6 cm/thousand years.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А.

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

Особенности палеогеографии позднего кайнозоя морей российской Арктики

Drouchits V.A., Sadchikova T.A.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Palaeogeographic peculiarities of the Russian Arctic seas for the Late Cenozoic

Ключевые слова: поздний кайнозой, осадконакопление, моря Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское.

В позднем кайнозое (поздний олигоцен–квартер) складывается основной структурный план континентальной окраины российской Арктики. Главной особенностью начальной стадии этого этапа было доминирование континентальных обстановок осадконакопления и появление первых признаков изменения климата в сторону значительного похолодания. Достаточно достоверно фиксируется установление ледового режима в Северном Ледовитом океане в позднем миоцене[1]. При этом в каждом море формируется свой тип цикличности основных процессов осадконакопления.

Имеющиеся геофизические данные и материалы бурения позволяют сопоставить морские отложения с разрезами островной и материковой суши, на основании этого объяснить и обосновать ключевые позиции в истории геологического развития бассейнов, а также провести корреляцию событий между отдельными морями. Основное внимание уделялось условиям распределения различных генетических типов осадков.

Баренцево море (в границах РФ). На шельфе можно выделить отдельные области, отличающиеся по характеру развития в позднем кайнозое: южная часть, Печорское море, центральная и северная части. Характерной особенностью является значительная ширина, контрастность рельефа, перепады глубин могут достигать 500 м; ограничение с севера и востока островами. По данным бурения [2] в этих областях отложения палеогена обнаружены на Северо-Канинском и Южно-Канинском плато. Четвертичные осадки залегают на отложениях верхнего плиоцена в Печорском море, на меловых отложениях в северной части Баренцева моря представлены верхнечетвертичными образованиями [3,4]. Полный разрез четвертичных отложений характерен для Печорского моря, южной и центральной частей [2]. Распределение мощностей четвертичных отложений не имеет прямой зависимости от рельефа [3]. Время позднего олигоцена становится началом структурной перестройки, превалирует процесс воздымания, сопровождае-

мый интенсивной денудацией. Речной сток осуществлялся из центральной части шельфа на север, запад и юг [5]. На большей части акватории современного шельфа из осадочного чехла исчезает палеоген-миоценовая толща [4]. Неогеновое время отмечается переходом к блоковым движениям. В конце миоцена устанавливается регрессионный режим со значительным падением уровня океана. Происходит врезанию долин. Уверенно устанавливается ледовый режим в океане и формируется криолитозона на смежной суше. В четвертичное время закладываются основные черты современного рельефа, образуются грабенообразные долины на внешнем шельфе [6]. Формируется современная сеть подводных долин, которая распадается в северном и западном направлениях [7]. Формируется четвертичный покров мощностью от 0 до 200 м [4]. Он состоит, главным образом, из ледниковых, ледово-морских, морских и аллювиально-морских осадков.

Карское море. Шельф Карского моря можно разделить на три части: западную с Обь-Енисейским мелководьем и Восточно-Приновоземельским желобом; восточную, примыкающую к п-ову Таймыр, и северную. Море ограничено на западе и востоке островами. Рельеф шельфа контрастный, глубины впадин и желобов в пределах 300–400 м. Максимальные глубины более 500 м характерны для грабенообразной долины Св. Анны. Практически, на всей акватории современного шельфа в разрезе осадочного чехла присутствует кайнозойская толща. Исключение составляют северо-западная часть, грабенообразные долины внешнего шельфа [8], а также Восточно-Приновоземельский желоб, где мощность четвертичных осадков – всего лишь 7 м [9]. Шельф Карского моря находился на этапе тектонической стабилизации на рубеже олигоцен-ранний миоцен. Речная сеть разгружалась на запад, на юг, на восток и в меньшей степени на север [6]. В конце миоцена начинает распространяться глобальная «мессинская» регрессия Мирового океана. В отложениях наблюдается размыв и врезание долин. Глубина погребенных долин достигает 200 и 380 м. Начинают развиваться ледниковые массивы. В плиоцене для Карского шельфа происходит становление нового этапа. Среда формируется за счет цикличности климатических изменений на фоне устоявшегося тектонического сценария: череды ледниковых и межледниковых стадий и связанных с ними регрессий и трансгрессий. Сеть подводных долин направлена на запад и на север [7]. Распределение типов и мощностей отложений связано с рельефом. На окружающей суше и в береговой зоне распространены ледниковые образования. В южной части шельфа нет достоверных фактических данных присутствия морен. Ледниковые отложения обнаружены на северо-западе шельфа. На акватории осадки, в основном, представлены ледово-морскими, флювиогляциальными, аллювиально-морскими и морскими генетическими разностями [10, 11].

Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Моря разделены системой островов. На шельфе этих морей можно выделить несколько зон: Западно-

Лаптевоморскую, Восточно-Лаптевоморскую, Южно-Восточно-Сибирскую и Северо-Восточно-Сибирскую. Он представляет собой относительно мелководную и выровненную поверхность, полого спускающуюся к континентальному склону. В олигоцене-начале миоцена шельф — обширная поверхность выравнивания с довольно мощной корой выветривания, образовавшейся за палеогеновое время. В среднем-позднем миоцене активизируются тектонические движения, и наступает фаза «мессинского кризиса». Отложения этого времени — переслаивание галечников и песков. Появляются первые признаки образования криолитозоны. Речная и подводно-долинная сеть имеет устойчивое северное направление в течение позднего кайнозоя. Начиная с плиоцена, регрессивный режим сопровождался перигляциальными условиями на территории современного шельфа. Разрез четвертичного покрова шельфа складывается морскими, ледово-морскими, аллювиально-морскими, аллювиально-озерными, озерно-болотными, флювиогляциальными образованиями и ледовым комплексом [1, 12, 13]. Для континентальных осадков характерно содержание прослоев, линз торфа и оторфованных горизонтов. На сейсмических профилях четвертичных осадков шельфа хорошо читаются озерные и термоабразионные котловины и подводные долины, заполненных более молодыми отложениями. В береговой зоне этих морей распространены заливы, в которых сформирован практически полный разрез позднего кайнозоя [14, 15].

Чукотское море (в границах РФ). На шельфе можно выделить южную часть, район у Берингова пролива, возвышенности у островов Врангеля и Геральд, долину Хоуп и северную часть. Большое значение имеет непосредственная близость Тихого океана и периодическая связь с ним. Рельеф шельфа относительно выровненный, но осложнен возвышенностями и желобами. Отложения кайнозоя имеют весьма широкое распространение. Оligocen ознаменовался активизацией тектонических движений, что отразилось в увеличении грубости осадков. На шельфе преобладала денудация и континентальное осадконакопление [1]. По данным О.Д. Трегубова [16] в миоцене на севере Чукотки существовали Ванкаремское море и Колючинско-Мичегменский пролив (Чаунское море) и Амгуэмское море-озеро. В позднем миоцене-раннем плиоцене устанавливается регрессивный режим. В это же время фиксируется проявление вулканизма. Этот период отмечен и резким похолоданием климата, и началом формирования криолитозоны. В эоплейстоцене происходит широкое распространение мерзлоты [17]. В позднеплиоцен-эоплейстоценовых крупнозернистых осадках, вскрытых неглубоким бурением, обнаружены фрагменты древесины. Для береговой зоны характерны грубообломочные гравийные и галечные осадки [17]. Сеть подводных долин окончательно сформировалась в позднем неоплейстоцене.

Палеогеография позднего кайнозоя шельфов российской Арктики создавалась на базе тектонических преобразований. Для каждого моря изме-

нения природных обстановок происходили по оригинальному сценарию. Процессы денудации сменяли процессы аккумуляции, изменялись пути выноса осадочного материала за пределы шельфа. Морские условия могли сохраняться в глубоких понижениях рельефа в течение всего четвертичного периода. Для арктических морей характерно формирование криолитозоны и связанных с ней гидратов газа. В глубоководных впадинах могут образовываться клатраты газа фильтрогенного типа. В межледниковья в южных частях шельфов могли развиваться процессы эмиссии метана, аналогичные современным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» / Гл. ред. Алексеев М.Н. Великобритания. Робертсон Групп. Лландидно, 1991. Т. 2. 129 листов.
2. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Си. Изд. Фирма РАН, 1995. 198 с.
3. Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.3. М.: ГЕОС, 2011. С. 107–130.
4. Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Западно-Арктического шельфа: литологическое строение, пространственное распределение // Вестник Кольского науч. центра РАН. 2015. № 2. С. 124–134.
5. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. Основные этапы развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. Тюмень, ЗапСибНИГНИ. 1989. С.123–140.
6. Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д. Желоб Орла(Стурё) – элемент новейшей геодинамики внешней зоны Баренцевоморского шельфа // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С.158–175.
7. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. Всерос. геогр. об-ва. 1977. Т. 109. №5. С.412–417.
8. Волкова В.С. Геологические этапы развития Приобского Арктического шельфа в Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 619–633.
9. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. 1995. Т. 35. № 3. С. 400–411.
10. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1000000 (третье поколение) Сер. Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяс. зап. – СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ.2012. 383 с.
11. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А. и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1000000 (третье поколение) Сер. Северо-Карская – Баренцевоморская. Лист Т-41-44 – мыс Желания. Объяс. зап. – СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ.2013. 200 с.
12. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Позднекайнозойское терригенное осадконакопление на шельфе восточной Арктики // Осадочные бассейны, седиментационные и

- постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания, Новосибирск, 28–31 октября 2013 г. Новосибирск НГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 280–282.
13. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Эволюция обстановок осадконакопления на шельфе и островах Восточной Арктики в кайнозое // Геология морей и океанов. Мат-лы XIX Международной научной конференции по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. Т. 1. С. 252–256.
 14. Черкашев Г.А., Кошелева В.А., Булдаков С.В. и др. Особенности строения и состава четвертичных отложений Хатангского залива моря Лаптевых // Геология полярных областей земли. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 284–288.
 15. Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е. и др. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 33–40.
 16. Трегубов О.В. Геоморфология, морские гляциологические барьеры и история формирования тундровых ландшафтов Чукотки // Мат-лы Межд. науч. конф. посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на Дону). Изд. ЮНЦ РАН, 2009. С. 327–330.
 17. Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А. и др. Гос. геол. карта РФ. М-6 1:1000000 (третье поколение) Сер. Чукотская. Лист R-1,2 – остров Врангеля. Объяс. зап. – СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ. 2014. 144 с.

Neotectonic activity determined paleogeography of the Russian Arctic Seas for the Late Cenozoic. Each shelf has original evolution at the beginning of this stage. Denudation dominates for some of them. The ways of terrigenous matter moving changed. There are some total features for the Quaternary.

Емельянова Т.А.

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

**Геохимические критерии генезиса
позднемезозойско-кайнозойских вулканитов
и геодинамика Японского и Охотского морей**

Emelyanova T.A.

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

**Geochemical criterions of genesis
of the Late Mesozoic-Cenozoic volcanics
and geodynamic of the Japan and Okhotsk seas**

Ключевые слова: Японское и Охотское моря, субдукция, трансформная окраина, позднемезозойско-раннекайнозойский и позднекайнозойский вулканизм, магмогенезис, геодинамика

Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма Японского и Охотского морей объединяются в две крупные фазы тектономагматической активизации – позднемезозойско-раннекайнозойскую и позднекайнозойскую. Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканиты развиты в основном в Охотском море, и здесь они подразделяются на раннемеловой, позднемеловой и эоценовый [1], а в Японском море – на позднемеловой и палеоэоценовый комплексы [2]. Все породы характеризуются многими общими химическими чертами. Они относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин и являются производными субконтинентальной литосферной мантии ($La/Nb > 2-4$), представленной шпинелевыми перидотитами. Породы обладают отрицательной Ta-Nb аномалией и повышенными концентрациями LILE и LREE, что указывает на изначальное обогащение источника магмогенерации. В позднем мелу это обогащение было обусловлено метасоматической проработкой шпинелевых перидотитов водными флюидами, отделившимися от субдуктирующей океанической плиты при дегидратации осадочной толщи. Позднемеловой субдукционный режим сменился в маастрихте – дате на режим трансформной окраины в результате столкновения Индийской плиты с Евразийским континентом [3, 4]. Это привело к разрушению субдукционной пластины и образованию в ней «оконов». Через них в субконтинентальную литосферную мантию стала проникать горячая астеносфера океана, что способствовало выплавлению нижней эклогитовой толщи слэба, и в результате метасоматоза надсубдукционного клина формировались не только титаномagnetит и амфибол, но и

гранат [5]. Поэтому в источнике эоценовых вулканитов Охотского моря появляется гранат, а сами они характеризуются адакитоподобными свойствами ($La/Yb - 5.01-14.57$, $Sr/Y - \text{более } 50$). Но проникновение астеносферной мантии невозможно без привноса дополнительного тепла, поскольку на северо-западе Тихого океана литосфера достаточно древняя и мощная (около 100 км) [5]. Тепло обеспечивалось подъемом и распространением в сторону континента Тихоокеанского суперплюма, возраст которого совпадает с возрастом Тихого океана и составляет 150 млн. лет [6; и др.].

В позднем кайнозое установлено три этапа вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый [2, 7–9]. Позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты развиты в основном в Японском море, но в последние годы были открыты на севере Курильской котловины [7]. В Японском море этот этап вулканизма формирует две группы пород – известково-щелочных андезитовидов и кислых трахитоидных вулканокластитов. Эти породы значительно друг от друга отличаются, но все же имеют одинаковые химические свойства – Ta-Nb отрицательную аномалию, указывающую на субконтинентальную литосферную природу источника. Известково-щелочные андезитовиды, развитые в центральной части моря, формировались в режиме трансформной окраины, но ассимиляция расплавами мощной континентальной коры в Японском море нивелировала адакитоподобные черты. Кислые трахиандезитовые и трахириолитовые вулканокластиты южной части моря сочетают в себе известково-щелочные и внутриплитные (WPB) свойства, что подтверждается концентрациями многих несовместимых элементов (LILE, HFSE и REE) и расположением их фигуративных точек на классификационных и дискриминантных диаграммах [8, 10]. Некоторые образцы данных пород обладают почти одинаковыми значениями Nb/Ta , близкими к хондритовым (17.6). Ta и Nb одинаково фракционируют в расплав лишь в закрытом (плюмовом) источнике [11]. Это может служить одним из первых признаков наличия плюмового резервуара под южной частью Японского моря [10], через которую проходит граница апофизы Северо-Азиатского суперплюма, установленной рядом исследователей к западу от Японского моря [12; и др.]. Выплавки из него смешивались с известково-щелочными магмами, придавая расплавам WPB свойства. Наиболее ярко континентально-плюмовый вулканизм, связанный с подъемом апофизы Северо-Азиатского суперплюма, будет проявлен на юге Японского моря в плиоцене – голоцене при формировании щелочных базальтоидов, по химическим особенностям близких породам щелочнобазальтоидной формации по [11].

Миоцен-плиоценовый вулканизм представлен окраинноморскими (ОМ) базальтоидами, которые характеризуются Ta-Nb положительной аномалией, свойственной вулканитам океанических островов – OIB [7, 8, 10]. Нижнемантийная плюмовая природа данных пород подтверждается значениями отношений изотопов Nd и Sr, а также La/Yb , La/Nb , Zr/Nb , Y/Nb , Nb/Y ,

Zr/Y, Ti/V и Ba/Y отношениями и почти одинаковыми показателями Nb/Ta, которые имеют тенденцию уменьшаться от щелочных к толеитовым разностям [10].

В скважинах глубоководного бурения в Японском море были установлены деплетированные вулканиты, по составу близкие к N-MORB [13]. Их формирование пришлось на период максимального окраинноморского спрединга (15 млн. лет), по нашему мнению, вызванного столкновением двух апофиз Северо-Азиатского (континентального) и Тихоокеанского суперплюмов [10]. Максимальный разрыв субдукционной пластины и проникновение большого объема океанической астеносферы, формирующей базальтовые расплавы, привело к образованию самых обедненных магм, известных на данный момент времени в Японском море. Но и они несут в себе слабые известково-щелочные «метки».

В среднем и позднем миоцене происходит максимальный подъем апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности в районе Японского моря и формируются самые обогащенные магматические расплавы, близкие к OIB, продуктами которых стали OM базальтоиды. Обогащенность обеспечивалась низкой степенью частичного плавления плюмового источника (0.1–0.5%), в результате чего сначала выплавлялись легкоплавкие (Na и K) и несовместимые элементы – LILE, HFSE и LREE, а также частично элементы группы Fe (Ni, Cr, V, Co), которые в большинстве своем оставались в рестите. Вероятно, в будущем, когда начнется плавление рестита, в Японском море сформируется толеитовое основание, аналогичное основанию под океаническими островами.

В Охотском море плиоцен-плейстоценовый этап вулканизма проявлен в основном в южной части – Курильской котловине, одноименной дуге и подводном хребте Витязя. Все породы относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин, подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разновидности и являются производными субконтинентальной литосферной мантии, представленной шпинелевыми перидотитами, метасоматически проработанными водными флюидами в процессе дегидратации осадков субдуктирующей океанической плиты. Это свидетельствует о возобновлении в плиоцен-плейстоцене субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. В то же самое время на юго-западе Курильской котловины (хребте Гидрографов) формируются трахитоидные вулканические породы, по многим химическим параметрам сходные с OM базальтоидами Японского моря. Это обстоятельство может свидетельствовать о влиянии апофизы Тихоокеанского суперплюма на магмогенерацию и в сопредельной Японскому морю области – Курильской котловине.

Таким образом, источником позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей служат шпинелевые перидотиты надсубдукционного мантийного клина. Миоцен-плиоценовые OM базаль-

тоиды Японского моря являются производными ОИВ источника (апофизы Тихоокеанского суперплюма), а плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды – континентально-плюмового источника (апофизы Северо-Азиатского суперплюма).

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект №15-1-1-0060).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука. 2004. 148 с.
2. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
4. Мартынов Ю. А., Ханчук А. И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
5. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
6. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.
7. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
8. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
9. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1446.
10. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // ДАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 181–183.
11. Лазаренко В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
12. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноподобность юго-востока России // ДАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.
13. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.

Late Mesozoic-Early Cenozoic volcanics of the Japan and Okhotsk seas are the production of melting of the spinel peridotites of the mantle wedge. The Miocene-Pliocene sea-marginal basaltoids are the production of OIB source (Pacific Superplume), and the Pliocene-Holocene alkaline basaltoids are the production of the plume-continental source (North Asian Superplume).

Ермаков А.В.

(Геологический институт РАН, Москва. e-mail: a.v.ermakov@gmail.com)

Теплопроводность донных осадков северной части Баренцева моря и прилегающих акваторий

Ermakov A.V.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Thermal conductivities of bottom sediments in the northern part of the Barents Sea and adjacent areas

Ключевые слова: теплопроводность, осадки, Баренцево море, Северный Ледовитый океан, Гренландское море

В северной части Баренцева моря и прилегающих акваторий имеется порядка 170 пунктов измерения теплопроводности (рис.). Большинство из этих определений выполнялись для последующего расчета значений теплового потока. Однако число станций теплового потока (ТП) существенно больше числа пунктов определения теплопроводности, что связано с преобладанием в ранних работах определений теплопроводности в условиях судовой или наземной лаборатории по керну грунтовых колонок. Полученные в лаборатории значения теплопроводности при определении величины ТП приписывались ближайшим станциям в пределах профиля, или даже всем станциям на профиле (см., например, [1]). В более поздних работах, теплопроводность, как правило, определяется *in situ* зондами ТП.

В геотермических исследованиях на акваториях часто используется косвенный метод, основанный на существовании эмпирических зависимостей теплопроводности от влажности осадков. Впервые эмпирическая кривая представлена в [2] на материале из Атлантического, Тихого океанов и Средиземного моря.

В [3] предложена кривая с несколько более высокими значениями теплопроводности при аналогичных значениях влажности. В [4] по результатам определения теплопроводности и влажности осадков в Канадской котловине и на поднятии Альфа приводится кривая той же формы, что и предыдущие, но с еще более высокими значениями теплопроводности, что связывается авторами с повышенным содержанием доломита в осадках.

По профилю п-ов Рыбачий – ЗФИ теплопроводность донных осадков исследована на 28 станциях до глубины 4 м [5]. В среднем по профилю теплопроводность колеблется от 1.04 до 1.55 Вт/м·К. Отмечается неравномерное распределение, с выделением «ядер» повышенных и пониженных значений. На Северо-Восточном плато теплопроводность меняется от 0.92

до 1.46 Вт/м·К. На отдельных станциях теплопроводность максимальна в первом метре осадков. Авторы отмечают, также, что средняя теплопроводность по профилю выше той же величины для глубоководных осадков.

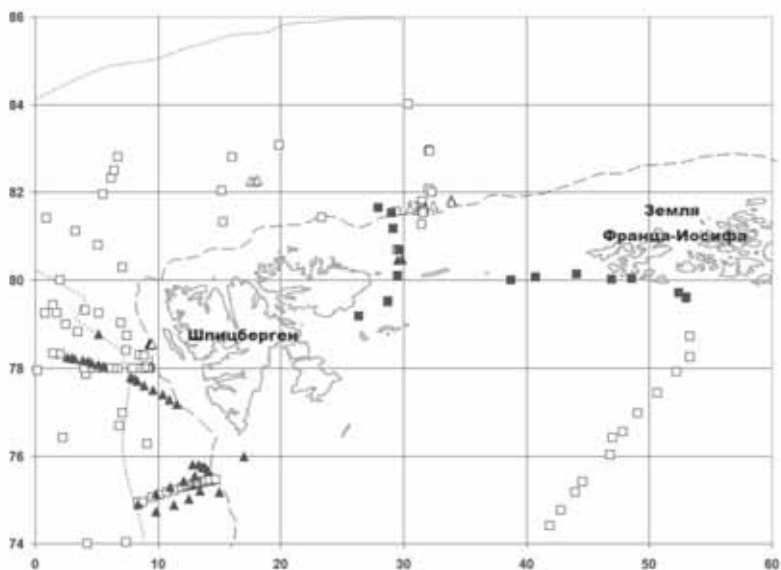


Рисунок. Станции определения теплопроводности в районе исследований. Точечной линией нанесены оси спрединговых хребтов, штриховой – изобата –500 м. Значения теплопроводности, полученные *in situ*, показаны треугольниками; определенные по кернам грунтовых трубок – квадратами. Фигуры с заливкой – определения, выполненные автором в 25–27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Фигуры без заливки приведены по литературным данным [5–12].

Крэйн с соавторами [9] приводят средние значения для северо-восточного шельфа Шпицбергена от 0.96 до 1.13 Вт/м·К (отдельные значения от 0.8 до 1.8 Вт/м·К). Средние значения для плато Ермак составляют от 0.99 до 1.16 Вт/м·К (отдельные значения от 0.8 до 1.4 Вт/м·К). Для осадков рифтовой долины и флангов хребта Книповича средние значения от 0.89 до 1.0 Вт/м·К (отдельные значения от 0.8 до 1.3 Вт/м·К). По большинству станций отмечается увеличение теплопроводности с глубиной.

По двум профилям на западном склоне Шпицбергена [1] очевидна тенденция к снижению средней теплопроводности с увеличением глубины от 1.4–1.6 Вт/м·К на крае шельфа и верхней часть континентального склона до 1–1.1 Вт/м·К у его подножия. Осадки на хребте Книповича по этим профи-

лям имеют теплопроводность 1.24–1.28 Вт/м·К. Для южного профиля, пересекающего конус выноса Стурфьорда, график снижения теплопроводности имеет более плавный вид, чем для северного, на траверзе Ис-фьорда. В разрезе наблюдается увеличение теплопроводности от 0,8–0,9 до 1,8–1,9 Вт/м·К.

Для западной части шельфа с глубинами 360–500 м на траверзе Земли Принца Карла характерны высокие значения теплопроводности: от 1,5–1,6 до 2,2–2,4 Вт/м·К [12]; возрастание значений также происходит в сторону суши.

В ходе рейсовых работ 25–27 рейсах НИС «Академик Николай Стрехов» [13–15] были получены новые значения теплопроводности донных осадков на шельфе и континентальном склоне. Часть значений была получена *in situ* (132 значения по 39 станциям), часть – по грунтовым колонкам в судовой лаборатории (91 значение по 14 станциям). Значения *in situ* получены для западного склона Шпицбергена (большая часть) и северо-восточного шельфа Шпицбергена. Значения по грунтовым колонкам получены для шельфа между Шпицбергенем и ЗФИ. Полученные в лаборатории значения теплопроводности варьируются от 0,68 до 2,31 Вт/м·К. Значения *in situ* имеют меньший разброс, тяготея к 0,9–1,1 Вт/м·К.

Сравнение пространственного распределения теплопроводности, литологического состава отложений и некоторых других их характеристик [16], позволили сделать следующие наблюдения. Изменения теплопроводности в пределах колонки в большом числе случаев фиксируют изменения в составе осадков. Влажность с глубиной убывает для всех колонок, а теплопроводность для некоторых не увеличивается, а уменьшается с глубиной. Зависимость теплопроводности от влажности здесь в явном виде не наблюдается. Этот вывод подтверждается анализом данных [17]; которые показывают хорошее соответствие кривой лишь для глубоких станций, но не для станций верхней части континентального склона и бровки шельфа.

Описанное выше распределений средних значений теплопроводности может быть связано с различиями в гранулометрическом и минеральном составе осадков. Так, исследования [17] показывают постепенное уменьшение содержания песчаной и илистой фракций с глубиной, причем для западного склона Шпицбергена и плато Ермак это уменьшение имеет более постепенный характер, чем для котловины Нансена к северу от шельфа между Шпицбергенем и ЗФИ, и преобладание крупных фракций сохраняется до больших глубин.

Увеличение карбонатности осадков существенно увеличивает их теплопроводность. Под влиянием Атлантических вод с повышенной биопродуктивностью, омывающих шельф Шпицбергена в проливе Фрама, котловине Нансена и заходящих в желоба шельфа между Шпицбергенем и ЗФИ, а также из-за вклада разрушающихся карбонат-содержащих пород формации Гекла-Хук в осадках этих районов повышено содержание карбонатов от 1–

2% до 30% и более [16, 18, 19]. Содержание карбоната 10–20% характерно для плато Ермак, хребта Гаккеля; на северном шельфе Шпицбергена известно единичное значение 38% CaCO_3 [20].

Для северной части шельфа Баренцева моря и прилегающей к архипелагам части континентального склона характерно довольно большое содержание в глинистой части осадка хлорита и каолинита [20], имеющих более высокую теплопроводность, чем другие глинистые минералы.

Таким образом, для осадков рассматриваемого района характерны более высокие значения теплопроводности, в сравнении со смежными акваториями. Распределение значений по глубине и в пространстве имеет сложный характер, вероятно, связанный с совместным влиянием нескольких факторов, главными из которых являются изменения гранулометрического состава, карбонатности осадков и преобладания в глинистой части осадков хлорита и каолинита. Зависимость теплопроводности от влажности проявляется в рассматриваемом районе только при больших глубинах моря, где в составе осадка преобладает глинистая фракция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Crane K., Sundvor E., Foucher, J.P. et al. Thermal evolution of the western Svalbard margin // *Marine Geophysical Research*. 1988. № 9(2). P. 165–194.
2. Ratcliffe E. B. The thermal conductivities of ocean sediments // *Journal of geophysical research*. 1960. V. 65(5). P. 1535–1541.
3. Bullard E.C., Day A. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean // *Geophys. J.* 1961. V. 4 (spec. vol.). P. 282–292.
4. Lachenbruch A., Marshall V. Heat flow through the Arctic Ocean floor: the Canada Basin-Alpha Rise Boundary // *Journal of Geophysical Research*. 1966. V. 71. Issue 4. P. 1223–1248.
5. Меркушов В.Н., Подгорных Л.В., Смирнов Я.Б., Троцюк В.Я. Северный ледовитый океан // *Методические и экспериментальные основы геотермии*. М.: Наука, 1983. 232 с.
6. Langseth M., Zielinski G. Marine Heat Flow Measurements in the Norwegian-Greenland Sea and in the Vicinity of Iceland // *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. 1974. P. 277–295.
7. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1976. 115 с.
8. Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M. The Yermak Plateau: Formed at a triple junction // *Journal of Geophysical Research*. 1984. № 89(B5). P. 3223–3232.
9. Crane K., Eldholm O., Myhre A.H., Sundvor E. Thermal implications for the evolution of the spitsbergen transform fault // *Tectonophysics*. 1982. V. 89. Issues 1–3. P. 1–32.
10. Sundvor E. Heat Flow Measurements on the Western Svalbard Margin. University of Bergen, Seismological Observatory. Internal Report. 1986.
11. Crane K., Sundvor E., Buck R., Martinez F. Rifting in the northern Norwegian-Greenland Sea: Thermal tests of asymmetric spreading // *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. 1991. № 96(B9). P. 14529–14550.
12. Berndt C., Feseker T., Treude T. et al. Temporal Constraints on Hydrate-Controlled

- Methane Seepage off Svalbard // *Science*. 2014. V. 343 (6168). P. 284–287.
13. Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой потоки природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 1–7.
 14. Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В. и др. Геотермия Арктического бассейна – проблемы и решения // *Строение и история развития литосферы*. М.-С.-Пб. 2010. С. 570–598.
 15. Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Хуторской М.Д. Новые данные о тепловом потоке Северной Атлантики // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 112–117.
 16. Научный отчет 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов». М.: ГИН РАН, 2007. 145 с.
 17. Spielhagen R., Pfirman S., Thiede J. Geowissenschaftlicher Bericht über die ARK-IV/3 Expedition des PFVS Polarstern im Sommer 1987 in das zentrale oestliche Arktische Becken. Berichte-Reports № 24. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel. 1988. 166 p.
 18. Клёнова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 366 с.
 19. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
 20. Stein R., Grobe H., Wahsner M. Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 269–285.

Some peculiarities of the thermal conductivity distribution of marine sediments in the northern part of the Barents Sea shelf and adjacent areas of the Greenland Sea and the Arctic Ocean are reviewed. The sediments of the shelf and upper continental slope and also oceanic ridges have higher thermal conductivity than the adjacent depressions. That difference is due probably to the different mineralogical and fractional composition, the formation of which is depends on the bedrock lithology of the elevated areas. Dependence of thermal conductivity on wet water content in this region seems to be appeared only at the lower part of the continental slope and in the deep basins.

Колесник А.Н., Колесник О.Н., Босин А.А., Саттарова В.В.
(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: aiaks1986@mail.ru)

Химический состав донных отложений в районе покмарков на Чукотском поднятии, Северный Ледовитый океан

Kolesnik A.N., Kolesnik O.N., Bosin A.A., Sattarova V.V.
(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok)
Chemical composition of pockmark field sediments on the Chukchi Rise, Arctic Ocean

Ключевые слова: донные осадки, покмарки, Чукотское поднятие, Северный Ледовитый океан, RGB-характеристики (цветность, яркость), химический состав, хемотрастиграфия, четвертичное осадкообразование, ледниковые и межледниковые педриоды

Покмарки – округлые или продолговатые депрессии, образующиеся при разгрузке на морское дно флюидов, – выявлены и описаны в различных частях Мирового океана, включая арктический шельф [1]. В 2003 г. подобные депрессии обнаружены на Чукотском поднятии; позже в этом районе проведены небольшие по объему геолого-геофизические работы. Полученные данные [2–4] не позволяют однозначно судить о природе воронок. Согласно сейсмоакустическим данным и прямым измерениям, в осадках и придонных водах покмарков Чукотского поднятия отсутствуют признаки современной дефлюидизации [3]; в последний раз разгрузка флюидов произошла 35–20 тыс. лет назад [4].

Материалом для нашего исследования послужили 4 колонки донных осадков из юго-восточной части Чукотского поднятия, отобранные в пределах воронок и вблизи них. Пробоотбор осуществлялся с борта НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской экспедиции RUSALCA–2009. Глубина пробоотбора – 556–635 м. Мощность вскрытых осадков – 86–250 см. Первичное литологическое описание выполнено в полевых условиях. Изменение цветности и яркости по колонкам прослежено в результате фотографирования предварительно высушенных и измельченных проб в специально сконструированном софтбоксе. Снимки обрабатывались в программе Adobe Photoshop CS6; запись информации производилась в RGB-диапазоне – 8-битном цифровом пространстве по сочетанию красного (R, red), зеленого (G, green) и синего (B, blue) цветов. Таким образом изучено 685 проб, шаг опробования – 1 см. В дальнейшем данные усреднялись для получения одинакового разрешения с результатами анализа химического состава. Последний выполнен на рентген-флуоресцентном

энергодисперсионном спектрометре Thermo Fisher Scientific ARL Quant’X с использованием программного пакета Method Explorer; пробы анализировались в виде порошков на воздухе. В итоге определено содержание 23 химических элементов (Fe, Mn, Ca, K, Ti, Ba, Sr, Zr, Rb, Cr, V, Mo, Ni, Cu, Zn, Pb, Ga, As, Nb, Y, La, Ce, Th) в 146 пробах, шаг опробования – 5 см. Полученная база данных (цветность, яркость, содержание макро- и микроэлементов) обработана с помощью методов и приемов математической статистики. В результате кластерного анализа выделены 7 кластеров (табл.); описание кластеров приводится в соответствии с их порядком в кластерной дендрограмме.

Таблица. Цветность и химический состав донных осадков в районе покмарков на Чукотском поднятии: усредненные значения для каждого кластера и основные статистические показатели для всего массива данных.

Исследуемые параметры	Основные статистические показатели			Кластеры						
	\bar{x}	x_{\max}	x_{\min}	1	2	3	4	5	6	7
Цветность в RGB-диапазоне, %										
R	38.50	41.70	36.40	37.80	39.10	38.40	38.00	37.40	38.90	40.20
G	35.60	36.10	34.70	35.20	35.30	35.30	35.10	35.70	35.70	35.40
B	25.90	27.80	22.80	27.10	25.60	26.40	26.90	26.90	25.40	24.40
Содержание макроэлементов, %										
Fe	4.85	7.09	1.44	2.00	3.74	3.13	3.40	5.52	5.35	4.44
Mn	0.17	1.54	0.03	0.06	0.29	0.18	0.07	0.07	0.16	0.49
Ca	1.78	13.56	0.35	12.66	5.72	8.89	2.67	0.77	0.69	2.05
Ti	0.49	0.58	0.18	0.20	0.34	0.29	0.42	0.53	0.53	0.45
Содержание микроэлементов, г/т										
Sr	134.50	221.00	71.80	118.50	150.90	168.00	112.80	127.00	132.10	163.20
Cr	104.30	146.30	29.40	58.50	74.30	72.10	89.20	117.60	113.90	85.40
V	119.80	161.20	47.20	51.20	92.80	78.90	94.60	130.40	130.00	117.10
Mo	4.99	32.63	0.10	0.60	5.56	2.65	2.76	2.53	5.02	12.42
Ni	49.00	111.60	2.40	27.20	58.40	42.90	33.90	50.40	49.20	62.40
Cu	35.20	63.80	5.90	17.50	50.10	30.60	30.10	31.90	37.00	41.00
Zn	116.90	157.30	40.50	48.10	89.60	73.00	88.00	128.10	127.40	116.70
Y	29.00	36.20	14.50	15.60	25.20	23.30	23.90	30.90	31.00	27.80

Кластеры 1–3 – прослои осадков светло-бежевого цвета с большим количеством обломков горных пород, повышенной долей материала алевритовой и псаммитовой размерности. По цветовой RGB-схеме осадки харак-

теризуются наибольшей долей синего цвета, по химическому составу – максимальным содержанием кальция при минимальном количестве практически всех остальных элементов (табл.). Более ранними исследованиями установлено, что это карбонатные прослои (доломит и кальцит); изотопный состав углерода δC^{13} свидетельствует о преобладании органогенных карбонатов (фораминиферы) при наличии также терригенных (обломочных) и диагенетических (аутигенных) [2–4].

Кластер 7 – горизонты пелитовых и пелит-алевритовых осадков бурого цвета. Цветность в RGB-диапазоне характеризуется максимальной долей красного цвета (табл.). Из особенностей химического состава следует отметить максимальные содержания марганца, бария, молибдена и никеля.

Кластер 4 – это интервалы, «промежуточные» между карбонатными прослоями и остальной толщей вскрытых осадков. Осадки отличаются пониженными – относительно средних по колонкам – содержаниями большинства химических элементов, за исключением кальция, циркония и тория (табл.).

Кластер 5 – горизонты пелитовых и пелит-алевритовых осадков серого цвета, иногда с редкими обломками горных пород. Нацветовой RGB-схеме эти осадки выделяются максимальной долей зеленого цвета (табл.). Их химический состав примечателен максимальными содержаниями железа, калия, хрома, ванадия, цинка, рубидия и галлия.

Кластер 6 – это осадки бежевого цвета с максимальными содержаниями титана, свинца, мышьяка, иттрия, ниобия, лантана и церия (табл.).

Данные, полученные по донным отложениям покмарков Чукотского поднятия, дополняют ранее опубликованные по этому району и вписываются в общую картину четвертичного осадкообразования в Северном Ледовитом океане [2–11 и др.]. Изученными колонками вскрыт типичный для глубоководной котловины Северного Ледовитого океана разрез, представленный чередованием слоев осадков, сформировавшихся в ледниковые и межледниковые периоды. Осадки, накопившиеся в относительно теплые межледниковые периоды, при небольшом количестве органического углерода обогащены биогенными карбонатами и, соответственно, кальцием, магнием, стронцием, марганцем и многими микроэлементами, а также продуктами ледового разноса. Как правило, эти отложения имеют коричневый или бурый цвет и сильно биотурбированы, в отличие от разделяющих их серых или желто-серых осадков [8, 11 и др.]. Кроме того, в составе накопившихся в относительно теплые периоды осадков выделяются горизонты, обогащенные обломочными карбонатами. Последнее, как полагает большинство исследователей [6–8 и др.], связано с айсберговым переносом обломочного материала с Канадского архипелага.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-05680_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. London: Cambridge University Press, 2007. 475 p.
2. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
3. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А., Крылов А.А. Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 45–54.
4. Астахов А.С., Маркевич В.С., Колесник А.Н. и др. Возможные условия и время формирования покмарков Чукотского плато // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 665–678.
5. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 203. P. 73–93.
6. Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2009. V. 68. № 1–2. P. 5–17.
7. Wang R., Xiao W., Li W., Sun Y. Late Quaternary ice-rafted detritus events in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean // Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55. № 4–5. P. 432–440.
8. März C., Stratmann A., Matthiessen J. et al. Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: Composition, formation mechanisms, and diagenetic overprint // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. № 23. P. 7668–7687.
9. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.
10. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Рощина И.А. Использование статистических методов для изучения химического состава океанических осадков (на примере глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля), часть II // Геохимия. 2012. № 9. С. 848–859.
11. Wang R., Xiao W., März C., Li Q. Late Quaternary paleoenvironmental changes revealed in multi-proxy records from the Chukchi Abyssal Plain, western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2013. V. 108. P. 100–118.

Four sediment cores from a pockmark field on the Chukchi Rise were examined (characteristics of color, brightness, chemical composition). Cluster analysis of data obtained resulted in allocation of seven clusters characterizing certain interlayers and horizons of bottom sediments. The study showed that the cores recovered a typical section of the deep-water basin of the Arctic Ocean, which is represented by the alternation of sediments formed during glacial and interglacial periods.

Корнеев О.Ю.¹, Шокальский С.П.²

(¹ОАО «Севморгео», г. Санкт-Петербург; ²ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург)

**Первый мировой опыт бурения палеозойских пород
в Северном Ледовитом океане в ходе комплексной
геолого-геофизической экспедиции "Арктика–2012"**

Korneev O.Yu.¹, Shokal'skii S.P.²

(¹«Sevmorgeo», St. Petersburg; ²VSEGEI, St. Petersburg)

**First world experience in drilling of Paleozoic crust
in the Arctic Ocean during multidisciplinary
geologic-geophysical expedition "Arctic–2012"**

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, эскарпы, внешняя граница континентального шельфа РФ, бурение палеозойских пород, донный буровой станок, научно-исследовательская подводная лодка

В п. 134 Рекомендаций Комиссии ООН по границам континентального шельфа на Представление (заявке) Российской Федерации по внешней границе континентального шельфа в Северном Ледовитом и Тихом океанах от 14 июня 2002 г. было указано: «В результате оценки представленных материалов и анализа соответствующей литературы, Комиссия считает, что при существующем уровне знаний хребет Менделеева может в терминах Конвенции быть классифицирован только как океанический хребет на глубоководном океанском дне. Недостаток значимых геологических и геофизических данных, касающихся возраста, литологического характера и стратиграфии акустического фундамента не позволяет в настоящее время осуществить любое иное определение принадлежности (хр. Менделеева) в соответствии с Конвенцией».

Для устранения вышеперечисленных недостатков и замечаний в России был разработан План мероприятий по дополнительному обоснованию внешней границы континентального шельфа РФ на 2009–2013 гг., утвержденный приказом Минприроды и Минобороны. В соответствии с данным Планом в 2010–2012 гг. Роснедра спланировало три последовательные ежегодные комплексные экспедиции в указанный сектор Северного Ледовитого океана.

В 2012 г. ОАО «Севморгео» по заказу Роснедр организовало и провело комплексную геолого-геофизическую экспедицию «Арктика–2012» по обоснованию континентальной природы поднятия Менделеева. Главными отличиями экспедиции «Арктика–2012» от всех предыдущих российских исследований в Северном Ледовитом океане являлись: выполнение донно-

го бурения коренных пород на эскарпах (*эскарп – обнажение на поверхности дна (склоне) коренных (древних) пород осадочного чехла или кристаллического фундамента*) и выполнение глубинных сейсмических исследований при помощи донных станций.

Метод морского донного бурения был выбран с учетом его существенно меньшей стоимости по сравнению с использованием специального бурового судна и двух атомных ледоколов для обеспечения возможности бурения в заданном месте океана, покрытого льдом. В России производством установок донного морского бурения и их использованием занимается ОАО «Севморгео», но данные установки применяются для бурения кобальто-марганцевых корок в Мировом океане, имеющих мощность 1 м. Поэтому первой проблемой при подготовке к экспедиции была необходимость модификации существующего станка ГБУ-1 для бурения коренных пород на глубину до 2-х метров. При этом, емкости аккумуляторов, используемых для бурения коренных пород на 1 м, по произведенным расчетам уже оказались недостаточным. В связи с этим, принципиальным отличием нового варианта станка (ГБУ-2) явилась подача под воду на буровой станок по кабель-тросу с судна силового напряжения.

Второй проблемой, но не менее важной, чем первая, являлось обеспечение возможности нахождения эскарпов. С учетом слабой геологической и сейсмической изученности поднятия Менделеева не только расположение самих эскарпов, но даже факт их наличия являлся большой загадкой. В ходе организованных перед началом экспедиции дискуссий и совещаний с ведущими геологическими организациями страны, занимающимися геологическим изучением дна океанов, было определено 10 участков дна на глубинах от 1 500 до 3 000 метров, на которых можно было ожидать обнаружение эскарпов. Для поиска эскарпов руководство ОАО «Севморгео» неординарный подход: использовать для этой цели научно-исследовательские подводные лодки (НИПЛ) Главного управления глубоководных исследований Министерства Обороны (ГУГИ МО), что и было реализовано.

Третьей проблемой при подготовке экспедиции явился выбор необходимого класса ледокола и сейсмического судна. В результате достаточно длительного анализа различных вариантов аренды ледоколов и предполагаемой ледовой обстановки в районе работ было принято решение об использовании в экспедиции двух дизельных ледоколов ФГУП «Росморпорта»: ДЭЛ «Капитан Драницын» (организация донного бурения) (водоизмещение 15 000 т, длина 131 м) и ДЭЛ «Диксон» (сейсмические работы) (водоизмещение 6 200 т, длина 89 м). Ввиду отсутствия на корме ледокола «Капитан Драницын» подъемных устройств, способных поднять и вывести за борт буровой станок весом 3 тонны, а также телефотографирер, на данный ледокол был установлен специально арендованный в Германии для этих целей кран-манипулятор, а также буровая гидравлическая лебедка (пр-во Россия).

Оба ледокола вышли в море из порта Киркинес после завершения переоборудования 10 августа 2012 г. Научно-исследовательские подводные лодки (НИПЛ-1 и НИПЛ-2) вышли в море в начале сентября.

По плану буровых работ предстояло выполнить:

1. экспериментальное бурение – 10 кернов
2. пробоотбор донных отложений – 10 станций (гидростатическая трубка, драга, телегрейфер, манипулятор НИПЛ-2)
3. поиск и комплексное обследование эскарпов при помощи НИПЛ-1 и 2, оборудованных: многолучевым эхолотом, высокочастотным акустическим профилографом, гидролокатором бокового и кругового обзора, подводной телевизионной камерой.

Геологические исследования проводились с 8 по 28 сентября с ДЭЛ «Капитан Драницын», при этом, с 8 по 24 сентября во взаимодействии с научно-исследовательскими подводными лодками ВМФ: большой – НИПЛ-1 и малой – НИПЛ-2. При этом, в состав экипажа НИПЛ-2, предназначенной для работ на глубинах до 4-х км, для обеспечения достоверной геологической интерпретации получаемых данных от многолучевого эхолота, гидролокатора бокового кругового обзора и телевизионной системы был включен член экспедиции – геолог к.г.-м.н. Гусев Е.А. (ВНИИОкеагеология). Основной целью геологических исследований было осуществление бурения коренных пород при помощи донного бурового станка ГБУ-2, а также отбор донно-каменного материала (ДКМ) на поверхности дна. Для координирования местоположения НИПЛ и бурового станка была использована подводная гидроакустическая аппаратура с ультракороткой базой GAPS (Франция). С учетом того, что основная роль в поиске эскарпов была отведена НИПЛ, то для более четкого взаимодействия с ними на борту ледокола «Капитан Драницын» был развернут Пост управления взаимодействием (начальник поста – представитель ВМФ А.Н. Коновалов). Для ведения переговоров с НИПЛ, находящихся в подводном положении, на ледоколе представителями НИИ «Гидросвязи «Штиль» была развернута звукоподводная система, позволявшая вести как телефонные переговоры, так и обмениваться СМС-сообщениями.

В результате обследования НИПЛ дна на поднятии Менделеева только на одном из 10 запланированных полигонов (полигон 6 на возвышенности Трукшина) был найден эскарп с площадкой пригодной для постановки бурового станка (угол наклона не более 20 градусов). Еще один полигон для бурения был выбран непосредственно в море, на котором также была найдена необходимая площадка для бурения (полигон 0).

При бурении в полигоне 6 наблюдалась сплоченность дрейфующего льда близкая к 10 баллам, что создало существенные трудности по выведению ледокола в точку бурения. В связи с этим, было совершено несколько неудачных попыток по выходу на точку бурения и только благодаря мастерству капитана ледокола А.А. Ерпулева удалось в условиях разнаправ-

ленного дрейфа льда и ветра выйти на точку и удерживаться в ней в течение 50 минут. При этом горизонтальное отстояние кормы ледокола от точки бурения не превышало 50 метров. Бурение скважины было осуществлено на глубине 2600 м, при этом в керне из интервала 130–190 см ниже поверхности дна был получен 60-ти сантиметровой керн коренных пород. Порода на борту судна была описана, как седиментационная брекчия, в составе которой были выделены туфы, образование которых возможно только на суше в присутствии воздуха, что свидетельствует об извержении вулкана в период, когда поднятие Менделеева было сушей.

На полигоне 0 было осуществлено бурение в двух местах. На первой скважине в интервале 0–105 см ниже поверхности дна проходка осуществлялась по рыхлым алевропелитовым отложениям с примесью гравийно-галечного материала. Ниже, в интервале 103–129 см, бур вошел в слабо литифицированные вулканогенно-осадочные туфо-алевролиты розовые, желтые и серые, в самом нижнем интервале (133–139 см) вскрыта вулканогенно-осадочная порода средне-кислого состава. Общая длина отобранного керна составила 140 см. На второй скважине были вскрыты коренные породы на глубине 40 см ниже поверхности морского дна. Разрез начинается двумя плохоокатанными обломками мелкогалечной размерности представленными массивным криптокристаллическим доломитом и полимиктовым песчанистым мелкозернистым алевролитом. Далее прослой около 17 см плотной тяжелой серой породы с редкими кавернами размером от 1 мм до 1 см, покрытыми изнутри тонкодисперсным белым налетом. Структура основной массы – микролитовая интерсертальная, в которой между большим количеством микролитов и небольших мелких вытянутых кристалликов плагиоклаза присутствуют точечные зерна темноцветных минералов и микрофрагменты выполненные вулканическим стеклом и продуктами его выветривания.

НИПЛ-2 при помощи манипуляторов отобрала 4 образца коренных пород непосредственно из эскарпов общей массой 200 кг, при этом отбор сопровождался видеорегистрацией. Общее количество обломков ДКМ, полученных в экспедиции «Арктика–2012», составило 21731 шт., из которых 101 образец имеет размер более 10 см. На полевом этапе было классифицировано более 4420 образцов. Это на 1–2 порядка превышает все объемы каменного материала, полученные в предыдущих российских и зарубежных экспедициях по отдельности.

Петрографический состав обломков, выполненный на борту ледокола, показал, что он в пределах поднятия Менделеева весьма выдержан: существенно преобладают известняки и доломиты (50–65%), терригенные породы составляют 20–25%. Более всего варьируют содержания магматических (5–25%) и метаморфических (2–12%) пород. Среди отобранных образцов по степени окатанности были выделены образцы, относящиеся как к ледниковому, так и ледовому разному. Однако, результаты телевизионной

съемки поверхности дна в период пробоотбора и бурения и структура большинства отобранных образцов коренных пород свидетельствуют о их эндогенном характере (местном происхождении).

Выводы:

1. В результате обработки сейсмических материалов (методы МОВ-ОГТ, ГСЗ-МПВ и ГСЗ) установлено: - в пределах поднятия Менделеева глубина залегания границы Мохо составляет 32–34 км, мощность консолидированной коры – 27–28 км, в которой скорости распространения сейсмических волн составляют: от 6.1 км/с – в кровле и до 7.2 км/с – в подошве; - комплексы осадочного чехла с шельфа Восточно-Сибирского моря непрерывно прослеживаются на поднятие Менделеева.

2. Впервые доказано наличие на поднятии Менделеева коренных обнажений (эскарпов), что зафиксировано их телевизионной съемкой с НИПЛ-2 и с бурового станка, а также результатами съемки многолучевым эхолотом и гидролокатором кругового обзора, установленных на НИПЛ-2.

3. Получены представительные комплексы обломков пород, относящихся, предположительно, к платформенному чехлу Гиперборейской платформы. В центральной части поднятия Менделеева установлено распространение известняков с фауной, характеризующих палеозойский возраст осадочного чехла и, соответственно, допалеозойский возраст фундамента поднятия Менделеева.

4. Базальты с поднятия Менделеева обнаруживают сходство с внутриконтинентальными платобазальтами CFB (меловые траппы Декана) и заметно отличаются от базальтов океанических островов OIB и базальтов срединноокеанических хребтов N-MORB.

5. Керн, отобранный в полигоне б и описанный непосредственно в море как седиментационная брекчия, при лабораторном петрографическом анализе определен как кластолава брекчиевая охристо-жёлтая с обломками тёмно-серого базальта. Возраст данного базальта определенный во ВСЕ-ГЕИ ураново-свинцовым радиоизотопным методом по выделенным в нем цирконам составляет 127 млн. лет, что соответствует нижнемеловому периоду мезозоя. Базальты, отобранные при бурении в полигоне 0, определены как трахиандезиты розовато- и зеленовато-серые пироксен-плаггиоклаз-порфиновые свежие, имеющие возраст 260 млн. лет, что соответствует пермскому периоду верхнего палеозоя.

Все вышеприведенные результаты, с учетом того, что возраст возникновения Северного Ледовитого океана оценивается на границе мезозоя и кайнозоя (70–60 млн. л.т.н.), позволяют с уверенностью охарактеризовать земную кору поднятия Менделеева как кору континентального типа.

Сравнивая результаты бурения, полученные в ходе зарубежной экспедиции "АСЕХ-302" на хребте Ломоносова в Северном Ледовитом океане и отечественной экспедиции "Арктика-2012" на поднятии Менделеева, можно сделать следующий вывод: хотя зарубежные коллеги пробурили 428

метров, но они достигли только на последних метрах пород осадочного чехла с возрастом 80–90 млн. лет (верхний мезозой), в России же, несмотря на то, что пробурено лишь около 1 метра, отобраны породы возрастом 260 млн. лет (верхний палеозой), что, безусловно, свидетельствует о приоритете России. Причиной данного успеха явилась грамотная организация экспедиции "Арктика-2012", позволившая осуществить донное бурение станком отечественного производства не "вслепую", а на найденных научно-исследовательскими подводными лодками обнажениях коренных пород – эскарпах.

The paper presents the main stages of the expedition "Arctic-2012" preparation and her fulfillment and, also, obtained results during the onboard and coast data processing. Presented, that first time in the World the Paleozoic crust drilling was fulfilled by the Russian bottom drill (the equipment was developed in JSC "Sevmorgeo"). The first time in Russia the scientific naval submarines were used for searching of the scarps on the bottom of the Arctic Ocean.

Кособокова К.Н.¹, Перцова Н.М.², ХирхеХ.-Ю.³

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

xcosobokova@ocean.ru; ²Московский Государственный университет, Биологический ф-т, Москва; ³Институт морской экологии и полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия)

Зимняя экология арктического зоопланктона – а Big Black Box

Kosobokova K.N.¹, Pertzova N.M.², Hirche H.-J.³

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Moscow State University, Biological Department, Moscow; ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Winter ecology of the arctic zooplankton – a Big Black Box

Ключевые слова: арктическая биота, зоопланктон, зимняя структура сообществ, сезонность, биомасса, жизненные стратегии, экология

Арктический регион и его морские биологические системы в последние два десятилетия находятся в центре внимания международного научного сообщества из-за наблюдающихся там климатических изменений и усиления хозяйственной деятельности человека. Изучение арктических пелагических сообществ, и арктического зоопланктона как одного из важнейших компонентов сообществ пелагиали развернулось в эти годы очень интенсивно. Результаты ледокольных экспедиций в центральные районы Арктического бассейна, покрытые дрейфующим льдом, экспедиций в краевые арктические моря и материалы с дрейфующих платформ позволили детально исследовать структуру летних планктонных сообществ, их фаунистический состав, факторы, определяющие обилие и пространственное распределение зоопланктона, экологию и адаптации, присущие массовым видам арктического зоопланктона [Mumm et al., 1998; Thibald et al. 1999; Kosobokova, Hirche, 2000, 2009; Ashjian et al., 2003; Hopcroft et al., 2005; Kosobokova et al., 2010, 2011, Флинт и др. 2010; Кособокова, 2012; Darnis, Fortier, 2014]. Однако, несмотря на обилие арктических экспедиций, их подавляющее большинство проводилось и проводится в летний период, поскольку зимние работы в арктическом регионе сопряжены с большими техническими трудностями и существенными затратами. По этой причине сведения о зимнем зоопланктоне Арктики долгое время были чрезвычайно скудны. Они ограничивались всего несколькими работами, осуществленными в прибрежье Белого [Камшилов, 1952; Перцова, 1962] и Карского морей [Численко, 1972; Виноградов и др., 2001], моря Лаптевых [Абрамова, 2000], а также водах Канадского архипелага [Conover and Huntley, 1991] и фьордах Шпицбергена [Weslawski et al. 1991, 1993; Walkusz et al. 2009; Weydmann et al. 2013].

Долгое время принято было считать, что арктическая зима – длительный, более чем девятимесячный период отсутствия первичной продукции – это период «пережидания» зоопланктоном неблагоприятных трофических условий в состоянии сниженной физиологической активности или даже полной спячки (диапаузы) (см., например, [Conover and Huntley, 1991]). В последние годы, однако, появился ряд работ, показывающих, что эти общепринятые представления нуждаются в существенной корректировке. Было показано, например, что в арктических шельфовых районах в типично зимних условиях под сплошным ледовым покровом и при практически полном отсутствии хлорофилла в воде наблюдается репродуктивная и трофическая активность целого ряда планктонных организмов, среди которых всеядные, хищные планктеры и некоторые фитофаги [Кособокова, Перцова, 2005; Hirche, Kosobokova, 2011; Kraftetal., 2013; Grigoretal., 2015; Кособокова, Хирхе, 2015].

Настоящая работа направлена на обобщение недавних результатов изучения зимней структуры планктонных сообществ и особенностей зимней экологии арктического зоопланктона в шельфовых арктических морях (Белое, Баренцево и Карское море) и глубоководных районах Арктики – проливе Фрама, фьордах Шпицбергена и Канадском бассейне по оригинальным и литературным данным. Исследования включают анализ структуры зимних планктонных сообществ и закономерностей сезонных колебаний обилия зоопланктона в перечисленных акваториях, а также особенностей зимней экологии арктического зоопланктона.

Структура зоопланктонных сообществ во всех исследованных шельфовых морях Арктики в зимний период отличалась от летней общим уменьшением разнообразия фауны и снижением биомассы зоопланктона. Однако изменения разнообразия в каждом из морей носили различный характер и зависели от зоогеографического состава фауны и целого ряда факторов, совместно воздействующих на структуру сообществ. Основными среди них являлись температурный режим водной толщи летом и зимой, глубины и топография дна водоема, интенсивность водообмена с соседними акваториями, локальная циркуляции вод и влияние пресноводного стока. Масштабы изменения биомассы, в свою очередь, зависели от структуры сообществ и ее изменения от лета к зиме.

В мелководных прибрежных районах Белого моря, где наблюдается существенный летний прогрев, изменения биомассы от лета к зиме оказались почти двадцатикратными. В зимний период в этих районах из планктона полностью выпадает меропланктон и два вида мелкоразмерных, но массовых копепод, перезимовывающих в донных осадках в виде покоящихся яиц [Перцова, 1974, 1980]. Появляясь в пелагиали только в период поверхностного прогрева, эти животные дают существенный вклад в летнюю биомассу зоопланктона, благодаря чему она оказывается в 20 раз выше, чем зимой. В глубоководных районах Белого моря, где основными

компонентами сообществ являются крупные холодноводные виды зоопланктона с длительными, годовыми или более чем годовыми жизненными циклами, колебания биомассы, напротив, оказались не более, чем двукратными благодаря демпфирующей роли этих животных (крупных копепод и щетинкочелюстных). Круглогодичное присутствие этих животных в сообществах играет такую же роль и в сезонных колебаниях биомассы и в Карском море. Относительно незначительные колебания биомассы от лета к зиме в эстуарной зоне Карского моря (эстуарий р. Енисей) связаны с особенностями экологии некоторых видов эстуарного зоопланктона, в частности, с зимним размножением нескольких массовых арктических солоноватоводных видов-эндемиков.

Сезонные колебания биомассы зоопланктона от лета к зиме в глубоководных районах Арктики, в отличие от шельфовых районов, выражаются не столько в снижении биомассы зимой, сколько в изменении ее распределения в водной толще в ходе сезонных вертикальных миграций зоопланктона [Кособокова, 2012]. В результате сезонных миграций существенная часть биомассы зоопланктона перемещается из поверхностных слоев на глубины, однако масштабы колебания биомассы на разных глубинах зависят от состава и обилия видов, доминирующих в каждом конкретном сообществе. Сезонное перераспределение биомассы в водной толще характерно и для арктических шельфовых районов с глубинами более 100 м (центральная часть Белого моря, Баренцево море, море Бофорта), где топография дна позволяет мигрирующим видам совершать обычный цикл миграций.

Изучение зимней экологии арктического зоопланктона путем анализа возрастного и размерного состава популяций и недавние экспериментальные работы с живым планктоном показали, что разные компоненты планктонных сообществ проявляют разный уровень активности в зимний период, и далеко не все из них находятся в состоянии глубокой спячки. В Баренцевом и Карском морях в конце зимнего сезона 2001 и 2003 гг. (март–апрель) на фоне типичных зимних гидрологических условий под сплошным ледовым покровом было зарегистрировано размножение тех же, что и в Белом море, видов зоопланктона [Hirche, Kosobokova, 2011; Кособокова, Перцова, 2005]. Во всех трех морях в середине и в конце зимы в планктоне были обнаружены меропланктонные личинки донных беспозвоночных, присутствие которых указывало на зимнее размножение ряда групп бентосных организмов (полихет, моллюсков, мшанок). Результаты зимних исследований вокруг Шпицбергена и в его фьордах в период полярной ночи (январь 2012 и 2015 г.), также показали, что активность многих пелагических обитателей остается довольно высокой и в середине зимы, несмотря на полное отсутствие света. В частности, представители хищного зоопланктона продолжают зимой активно питаться и проявляют репродуктивную активность [Kraft et al., 2013; Grigor et al., 2015], а популяции расти-

тельноядных копепод р. *Calanus* не концентрируются в этот период исключительно на глубинах, как обычно считалось [Conover, 1988], а демонстрирует более сложное распределение, зависящее от стадии развития и глубины диапаузы.

Несмотря на результаты перечисленных работ, исследовавших зимнюю биологию отдельных объектов в отдельных районах Арктики, фактические данные о зимней экологии арктического зоопланктона остаются все еще фрагментарными. Анализ и сравнение зимней структуры сообществ в разных арктических акваториях отсутствует, непосредственных наблюдений за зимней физиологией и активностью процессов метаболизма зоопланктона все еще исключительно мало. Важнейшей задачей сегодняшних гидробиологических исследований в Арктике является слежение за изменениями в морских экосистемах. Их своевременная регистрация насущно необходима, поскольку существуют серьезные опасения, что облик этих экосистем может вскоре необратимо измениться под влиянием меняющихся климатических условий. На этом фоне фрагментарность сведений о жизни арктической пелагиали в течение более чем трех четвертей годового цикла делает многие наши заключения, претендующие на научную обоснованность, достаточно беспочвенными. Существующие пробелы в наших знаниях должны быть заполнены как можно скорее, и изучение зимних сообществ арктического зоопланктона в разных районах Арктики является одной из важнейших задач на пути этих исследований.

Eurasian arctic seas cover large parts of the Arctic and host unique zooplankton communities, but the winter data from these regions are extremely rare. Here we present and compare data on the winter zooplankton communities structure and the winter zooplankton ecology in the White, Barents and Kara seas along with data from the deep Arctic regions, e.g., Fram Strait, Spitsbergen fjords and the Canadian Basin of the Arctic Ocean. Comparison of the winter community composition and zooplankton biomass with data collected during summer show lower diversity and decrease of zooplankton biomass in winter, with the seasonal differences strongly related to the zooplankton communities' structure. However, in a contrast to a classical paradigm, recent observations indicate a high level of biological activities in the zooplankton communities that includes reproduction in herbivorous, omnivorous, and carnivorous species, and a high trophic activity in omnivores and carnivores under a solid ice cover during the Polar night. Our data indicate a strong necessity of extensive winter studies in the Arctic region, as a prerequisite to predict their response to ongoing and future climate and anthropogenic changes.

**Левитан М.А., Антонова Т.А., Доморацкая Л.Г.,
Кольцова А.В.**

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

Сравнительный анализ Восточно-Баренцевского и Свердрупского осадочных бассейнов

**Levitan M.A., Antonova T.A., Domoratskaya L.G.,
Koltsova A.V.**

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

Comparative analysis of the East-Barents and Sverdrup sedimentary basins

Ключевые слова: осадочное вещество, рифтинг, спрединг, пермь, триас, юра, мел, объемный метод

В современной структуре арктического региона выделяются два больших осадочных (и нефтегазоносных) бассейна, разделенных Евразийским океаническим бассейном Северного Ледовитого океана: Восточно-Баренцевский и Свердрупский. Ряд российских геологов-нефтяников [1, 2] высказали предположение о былом (до рифтинга и спредингового формирования Евразийского бассейна) единстве обоих бассейнов. В то же время специалисты, длительное время непосредственно изучавшие эти бассейны, настаивают на независимой истории геологического развития каждого из них [3, 4]. Эта точка зрения отражена и на известной серии литолого-фациальных карт, составленных для арктического региона на палинспастической основе [5]. Проанализируем сложившуюся ситуацию.

Восточно-Баренцевский осадочный бассейн занимает восточную часть Баренцева моря и состоит из 5 частей [3]: Земли Франца-Иосифа, желоба Святой Анны, Северо-Баренцевской депрессии, Лудловской перемычки и Южно-Баренцевской депрессии. Его площадь составляет около 422 тыс. км². Свердрупский бассейн расположен на северной части архипелага островов Канадской Арктики, охватывая острова Аксель Хейберг, частично – Элмир, и некоторые менее крупные [4]. Его площадь в мезозое была равна примерно 580 тыс. км².

Восточно-Баренцевский бассейн заложен на гетерогенном фундаменте. Согласно последним норвежским данным, юго-восточная часть бассейна подстилается байкальским фундаментом, а остальная – складчатыми каледонидами. Б.В. Сенин (2015, персональное сообщение) согласен с байкалидами, но остальной фундамент интерпретирует как эпибайкальскую платформу, испытавшую каледонский рифтогенез. К востоку от узкой полосы

развития указанных областей фундамента располагается позднегерцинский складчатый пояс Новой Земли, надвинутый на запад. Свердрупский бассейн заложен полностью в пределах элсмирского (позднекаледонского) складчатого пояса.

Анализ магнитного поля и гравитационного поля в редукции Буге приводит к выводу о большом сходстве Свердрупского бассейна с блоком Земли Франца-Иосифа и резком их отличии от остальных частей Восточно-Баренцевского бассейна. Это не удивительно, учитывая островной характер указанных районов и мощное развитие в них мезозойских вулканитов, в том числе роев базальтовых даек, а также погруженный (относительно глубоководный) характер восточной части Восточно-Баренцевского бассейна.

В большинстве составляющих блоков Восточно-Баренцевского бассейна мощность осадочного выполнения достигает, а то и превышает (например, в Южно-Баренцевской депрессии) 20 км. Считается, что наибольшая мощность осадочного чехла Свердрупского бассейна превышает 15 км.

Наиболее вероятным временем заложения Восточно-Баренцевского бассейна предполагается средний девон, а Свердрупского – карбон. Больше половины объема осадочного выполнения в обоих бассейнах представлено триасом. Нижняя часть разреза – до нижней перми включительно – в Восточно-Баренцевском бассейне представлена карбонатно-терригенной формацией [6], а в Свердрупском – эвапоритово-карбонатно-терригенной. При этом в карбоне встречены и пластовые эвапориты и соляные купола, характерны проявления галокинеза. Верхняя пермь-мезозой в обоих бассейнах сложены чисто терригенными породными комплексами.

В Восточно-Баренцевском бассейне относительно слабый рифтинг проходил в среднем (?) девоне-начале карбона. За этим последовало небольшое термическое погружение вплоть до конца ранней перми, сменившееся чрезвычайно интенсивным рифтогенезом поздней перми-раннего триаса [6], обусловленным Сибирским суперплюмом. Средний триас-мел – это период термического погружения. Для Свердрупского бассейна принимается, что основной рифтинг происходил в среднем карбоне-ранней перми, за которым вплоть до ранней (?) юры включительно последовало термическое погружение, а в средней (?) юре начался новый рифтинг, связанный с первой фазой раскрытия Амеразийского бассейна. Представляется более вероятным позднеюрско-раннемеловой возраст этой стадии рифтогенеза [7].

В Евразийском спрединговом бассейне наиболее древняя линейная аномалия датируется 56 млн. лет, поэтому считается, что спрединг здесь проявился с позднего палеоцена, а предшествовавший рифтинг, вероятно, начался гораздо раньше. Отметим, что близко к Свердрупскому бассейну с севера расположен микроконтинент хребта Ломоносова, для рифтогенного комплекса осадочного чехла которого уже давно предполагается позднеюрско-раннемеловой возраст, что отчасти подтверждено глубоководным бурением по проекту АСЕХ, остановленным в верхнемеловых отложениях над этим комплексом.

В любом случае геологическая история обоих бассейнов в палеогене принципиально различна: для Восточно-Баренцевского бассейна одновременный спрединг в Евразийском и Норвежско-Гренландском океанических бассейнах привел к выдавливанию и тектоническому воздыманию над уровнем моря большей части площади, занятой ныне Баренцевским морем, поэтому палеогена в рассматриваемом бассейне просто нет. В Свердрупском бассейне, напротив, накопилась довольно заметная по мощности толща терригенных отложений палеогена, подвергшихся складкообразованию (складчатость эврика) в олигоцене.

Теперь перейдем к анализу мезозойской истории седиментации в обоих бассейнах объемным методом А.Б. Ронова. В основе наших данных лежат результаты обчета литолого-фациальных карт отделов мезозоя для арктического региона [8 и др.] в пределах этих бассейнов. В настоящем докладе мы остановимся только на материалах по распространению морей, интенсивности осадконакопления и коэффициенте песчаности.

Площади морей в мезозое были наиболее высокими в Восточно-Баренцевском бассейне (от 80 до 100 %), с ярко выраженным минимумом в средней юре. Примерно также во времени изменялась площадь морей в Свердрупском бассейне (65 – 85 %) и в целом в арктическом регионе (25–40 %). Похожие тенденции свойственны и континентам в целом (15–30 %), за исключением минимума в средней юре, являющимся региональной особенностью. Полученные результаты абсолютно логичны. Они свидетельствуют, во-первых, о глобальной (эвстатической) природе наблюдаемых колебаний уровня океана, обусловленных суперпозицией тектонических периодов 1-го и 2-го порядков, а во-вторых, о зависимости площади морей от средней глубины бассейна седиментации.

При заметном сходстве графиков изменений интенсивности седиментации (10^{18} г/млн. лет) в мезозое для обоих исследуемых бассейнов и арктического региона в целом, выявляются весьма интересные особенности. В Восточно-Баренцевском бассейне можно говорить о тренде к понижению интенсивности осадконакопления с раннего триаса по поздний мел включительно, на фоне которого довольно четко выделяются три седиментационно-тектонических цикла 2-го порядка: триас, юра и мел. Каждый из них начинается с относительно высоких значений и заканчивается низкими величинами интенсивности седиментации. В Свердрупском бассейне наблюдается понижение значений исследуемого параметра с раннего триаса по среднюю юру включительно и его повышение с поздней юры до позднего мела включительно. Сходство поведения интенсивности седиментации в триасе с Восточно-Баренцевским бассейном свидетельствует о позднепермско-раннетриасовой фазе рифтогенеза. При этом (за исключением раннего триаса) интенсивности седиментации в Восточно-Баренцевском бассейне были выше, чем в Свердрупском, вплоть до средней юры, а начиная с поздней юры, напротив, в последнем бассейне седиментация была

интенсивнее. Мы связываем это явление с широко развитым позднеюрско-раннемеловым рифтингом в арктическом регионе, приведшим к формированию большой серии периокеанических (в современной структуре) рифтогенных прогибов, особенно вдоль американской окраины Арктики [7]. К ним следует добавить уже упоминавшийся рифтогенез в пределах хребта Ломоносова, а также (с различной степенью вероятности) еще плохо изученные прогибы: Северо-Чукотский, Лено-Вилуйский и Вилькицкого. Таким образом, хребет Ломоносова и Свердрупский бассейн оказались затронуты этой фазой рифтогенеза, а Восточно-Баренцевский бассейн – нет. Полученный результат независимо подтверждается данными по абсолютным возрастам обломочных цирконов из триасово-юрских отложений Свердрупского бассейна, согласно которым до средней юры включительно среди цирконов отмечался привнос и со стороны Евразии (так называемой суши Crockerland), а позже – только со стороны Америки [9]. Для Восточно-Баренцевского бассейна установлена полная синфазность изменений интенсивности седиментации и абсолютных масс осадков в мезозое. График изменений интенсивности седиментации для всех континентов заметно отличается от арктических графиков.

Коэффициенты песчаности (%) характеризуют долю песков и песчаников среди всех обломочных и глинистых пород. В Восточно-Баренцевском бассейне диапазон их значений колеблется от 5 % (нижний триас и средняя юра) до 80 (верхний триас) и даже 100 % (нижняя юра). Для Свердрупского бассейна эти величины варьируют от 20 % в верхней юре до 90 % в нижней юре. При интерпретации полученных данных необходимо иметь в виду как глобальные, так и региональные изменения уровня моря; колебания тектонической активности внутри осадочных бассейнов и на их водосборах; эволюцию гидродинамической активности внутри бассейна седиментации. Поскольку практически все залежи углеводородов в обоих бассейнах в мезозое приурочены к песчаным резервуарам, геологам-нефтяникам рекомендуется сосредоточиться на изучении проницаемости и пористости песчаников, прежде всего, нижней юры в обоих бассейнах.

Итак, до начала континентального рифтинга в изучаемом регионе (поздняя юра – мел) Восточно-Баренцевский и Свердрупский осадочные бассейны существовали самостоятельно, хотя и располагались близко друг от друга (вероятно, между ними находился фрагмент нынешнего хребта Ломоносова). С началом рифтинга различия между ними стали возрастать, а с началом спрединга в Евразийском океаническом бассейне любое сходство бассейнов исчезло.

Авторы признательны В.А. Верниковскому за предложение выполнить представленную работу и Б.В. Сенину за плодотворное ее обсуждение. *Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проект № 11-05-00356) и Программы Президиума РАН № 18П.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. С-Пб.: ВИРГ – Рудгеофизика – ВНИИОкеангеология, 2003. 224 с.
2. Коныхов А.И. Нефтематеринские отложения на мезозойских и кайнозойских окраинах материков. Сообщение 1. Нефтематеринские отложения на окраинах материков во вторую половину мелового периода и в кайнозой // Литология и полезн. ископ. 2012. № 5. С. 471–489.
3. Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
4. Embry A. Petroleum perspective of the Triassic – Jurassic succession of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Spencer A.M., Embry A., Gautier D.L. et al. (eds.). Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Mem. 2011. V. 35. P. 545–558.
5. Golonka J. Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region // Spencer A.M., Embry A., Gautier D.L. et al. (eds.). Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Mem. 2011. V. 35. P. 79–129.
6. Сенин Б.В., Левитан М.А. Фанерозойская эволюция скоростей осадконакопления и значение позднегерцинского события в геологической истории Баренцево-Карского региона // Российский геофиз. журнал. 1999. № 13–14. С. 80–89.
7. Houseknecht D.W., Bird K.J. Geology and petroleum potential of the rifted margins of the Canada Basin // Spencer A.M., Embry A., Gautier D.L. et al. (eds.). Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Mem. 2011. V. 35. P. 509–526.
8. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в Циркум-Арктическом поясе. Сообщение 1. Триас-юра // Геохимия. 2014. № 6. С. 519–538.
9. Omma J.E., Pease V., Scott R.A. U-Pb SIMS zircon geochronology of Triassic and Jurassic sandstones on the northwestern Axel Heiberg Island, northern Sverdrup Basin, Arctic Canada // Spencer A.M., Embry A., Gautier D.L. et al. (eds.). Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Mem. 2011. V. 35. P. 559–566.

Comparative analysis of the East Barents and Sverdrup sedimentary basins by means of volumetric method of A.B. Ronov revealed their individual histories of geological development in the Mesozoic.

Левитан М.А.¹, Антонова Т.А.¹, Друщиц В.А.²

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: m-levitan@mail.ru; ²Геологический институт РАН, Москва)

Лито-фациальная структура неоплейстоцена морей Баренцева и Лаптевых

Levitan M.A.¹, Antonova T.A.¹, Drouchits V.A.²

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

Neopleistocene lithological and facies structure for Barents and Laptev Seas

Ключевые слова: неоплейстоцен, литология, генетический тип, мощность.

Лито-фациальная структура неоплейстоцена для шельфов Баренцева моря (в государственных границах РФ) и моря Лаптевых определялась на основании объемного метода А.Б. Ронова. Масштаб лито-фациальных схем с изопакитами – 1:25000000. Материалами для построения схем распределения мощностей различных генетических типов осадков неоплейстоцена послужили данные бурения, сейсмического профилирования, а также опубликованные картографические материалы, касающиеся возраста, происхождения, гранулометрии и других характеристик этих отложений [1–5]. Арктические моря России в течение неоплейстоцена, несмотря на идентичные суровые климатические условия, проходили смену природных обстановок различного характера. Выбор морей был обусловлен двумя факторами: степенью изученности и степенью яркости проявления ведущих природных процессов. Примером гляциального шельфа стал шельф Баренцева моря, перигляциального – шельф моря Лаптевых.

Структура четвертичного осадочного покрова определяется несколькими факторами: характером дочетвертичного рельефа, объемами поступающего терригенного материала ведущими процессами его распределения, климатическими особенностями региона.

Расчеты проводились для основных генетических типов осадков. Для гляциального шельфа набор включает ледниковые, ледниково-морские, флювиогляциальные, морские генетические типы; для перигляциального – морские и континентальные (аллювиальные, аллювиально-озерные и болотные, флювиогляциальные и ледовый комплекс).

В четвертичном покрове Баренцева моря обычно выделяют два сейсмокомплекса: ниже-среднеоплейстоценовый и верхнеоплейстоценовый; эоплейстоценовые образования фиксируются реже, они заполняют эрозионные впадины. Первый комплекс распространен в южной части акватории, в

Печорском море он достигает мощности 60 м. Второй комплекс занимает значительные пространства обоих морей, покрывая возвышенности, заполняя эрозионные врезы, депрессии и желоба. Мощность этого комплекса составляет 20–30 м [2]. Как правило, в шельфовых депрессиях на коренных породах залегают морены верхнего неоплейстоцена, которые покрыты ледово-морским диамиктоном с преобладанием мелких фракции, относящимся к начальной стадии дегляциации [3]. В Печорском море по данным бурения выделяют 2 основных типа разреза четвертичных осадков: северо-западный и юго-восточный. Первый представляет собой полный разрез валдайских отложений (диамиктоны), а второй — ледниковые осадки раннего и среднего валдая [4]. В северной части Баренцево-Карского шельфа с помощью детального сейсмоакустического профилирования проведена стратификация верхнеоплейстоценовых отложений. Выделены флювиогляциальные отложения среднего валдая, мощность которых колеблется в пределах первых десятков метров. Они заполняют эрозионные врезы и имеют грубый состав осадков. Ледниковые образования верхнего валдая обнаружены на плато Литке, в желобе Седова и на террасе Геркулеса. Их мощность изменяется от 3 до 15–20 м. Мощность ледниковых и ледниково-морских отложений, сформировавшихся в конце позднего валдая, колеблется в пределах 3–60 м, местами достигая 100 м [6].

Шельф, который развивался в перигляциальных условиях (море Лаптевых), в настоящее время покрыт морскими верхнеоплейстоценовыми отложениями начального этапа дегляциации и голоценовыми осадками. Для четвертичной толщи выделяют несколько сейсмокомплексов и сеймоподкомплексов, которые закрывают весь стратиграфический диапазон квартера: от эоплейстоцена до позднего неоплейстоцена. Особенно детально расчленен разрез верхнеоплейстоценовых осадков. Удалось выделить казанцевские, зырянские, каргинские и сартанские отложения [7]. Наибольшее распространение имеют осадки верхнего неоплейстоцена, мощность их обычно колеблется от 14 до 20 м. Осадки представлены алевритоглинистым материалом. Центральная часть моря Лаптевых характеризуется распространением алевритовых и глинистых песков [8]. В пределах лаптевоморского шельфа наиболее детально охарактеризованы районы заливов, пролив Дмитрия Лаптева и шельф, прилегающий к мысу Мамонтов Клык [9–13]. В районе м. Мамонтов Клык под голоценовым покровом залегают верхнеоплейстоценовые образования, мощность которых колеблется от 20 до 37 м [13].

В пределах Хатангского залива распространены верхнеоплейстоценовые отложения. Осадки казанцевского возраста (морские алевро-пелитовые миктиты с угольной крошкой и органикой) имеют мощность 15 м. Мощность морских каргинских отложений (переслаивание алеврита, глинистого алеврита, алевритовой глины и песка) может достигать 17 м [10]. В заливе Буор-Хая по данным бурения на глубине 12,5 м толща верхнеоплейсто-

ценовых осадков представлена мелкозернистыми песками с прослоями пелитового и гравийного материала. Вскрытая мощность верхненеоплейстоценовых образований составила 46 м [11].

Для расчета количественных параметров седиментации на шельфе моря Лаптевых в неоплейстоцене было проведено районирование обстановок осадконакопления. Заливы и проливы отрисовывались как отдельные бассейны, выделялись также аванделты, палеодолины. Отдельно рассматривались водораздельные пространства. По данным сейсмопрофилирования, бурения и экстраполяции данных разрезов приморских низменностей удалось выделить площади распространения ледового комплекса.

Расчеты по методу А.Б. Ронова показали значительное превышение объема осадков неоплейстоцена на шельфе Баренцева моря по сравнению с шельфом моря Лаптевых. Объемы распространения осадков неоплейстоцена на шельфах морей Баренцева и Лаптевых распределяются почти в равном отношении между континентальными и морскими аккумуляциями. При пересчете на вес в море Лаптевых повышается роль континентального осадконакопления. В структурном отношении отложения неоплейстоцена представлены в основном глинистыми частицами на гляциальном шельфе: и для континентальных, и для морских обстановок, и песками — на перигляциальном. Частицы песчаного размера присутствуют практически во всех генетических типах осадков. Максимальное их количество связано с озерно-аллювиальными отложениями. Данные бурения и сейсмопрофилирования позволяют с достаточной степенью достоверности разграничивать морские и континентальные осадки и выделять комплексы с чередованием морских глин и аллювиальных песков, морских глин и аллювиальных глин, морских и аллювиальных песков. Значительные объемы осадочного материала принадлежат ледовому комплексу, эрозия которого и в береговой зоне, и на внутреннем шельфе оказывает значительное влияние на процессы современной седиментации.

По площади распространения на гляциальном шельфе превалирует чередование морских гляциальных глин и алевроитов с континентальными ледниковыми глинами и суглинками.

Новый и принципиально важный результат — оценка распределения объемов осадочного вещества с различными гранулометрическими характеристиками и генезисом. Эти результаты получены впервые и позволяют предпологать, что шельф моря Лаптевых может быть более перспективным относительно различного типа россыпных месторождений, чем шельф с гляциальной историей развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое»/ Гл. ред. Алексеев М.Н. Великобритания. Робертсон Групп. Лландидно, 1991. Т. 2. 129 листов.
2. Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.3. М.: ГЕОС, 2011. С. 107–130.
3. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: ВО Наука, 1993. 136 с.
4. Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б. и др. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: Изд. Кольского научн. центра РАН, 2000. 473 с.
5. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Сиб. изд. фирма РАН, 1995. 198 с.
6. Доречкина Д.Е. Строение и условия формирования четвертичных отложений севера Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным. Дис.....канд. геол.-мин. наук. Спб.: «Нац. мин.-сыр. ун-т «Горный», 2014. 135 с.
7. Большианов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П. и др. Гос. геол. карта РФ. М-6 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский зал., S-52 – дельта Лены. Объяс. зап. СПб.: Карт. фаб. ВСЕГЕИ. 2014. 274 с.
8. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
9. Черкашев Г.А., Кошелева В.А., Булдаков С.В. и др. Особенности строения и состава четвертичных отложений Хатангского залива моря Лаптевых // Геология полярных областей земли. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 284–288.
10. Кошелева В.А., Черкашев Г.А., Неизвестнов Я.В. и др. Особенности вещественного состава кайнозойских отложений в акватории Ванькиной губы (море Лаптевых) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.1. М.: ГЕОС, 2009. С. 68–72.
11. Кошелева В.А., Черкашев Г.А., Неизвестнов Я.В. и др. Особенности вещественного состава кайнозойских отложений в акватории Эбеляхской губы (море Лаптевых) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 63–67.
12. Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е. и др. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 33–40.

13. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых //Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693.

Lithological and facies structure for Pleistocene cover of Barents and Laptev Seas has been reconstructed. On the base of A.B. Ronov volumetric method we revealed the quantitative level of the difference between sedimentation for glacial and periglacial shelves. It is clearly that LaptevSea shelf may be more perspective relatively to placers.

Лейбман М.О.¹, Кизяков А.И.², Стрелецкая И.Д.²

(¹Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень, e-mail: moleibman@mail.ru;

²Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии, г. Москва)

Ямальская воронка – новый природно-мерзлотный феномен

Leibman M.O.¹, Kizyakov A.I.², Streletskaya I.D.²

(¹Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen; ²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Cryolithology and Glaciology Department, Moscow)

Yamal Crater – a new natural-permafrost phenomenon

Ключевые слова: Ямальская воронка, подземный пластовый лед, криогенные процессы, покмарки, климатические колебания

Ямальская воронка (рис. 1А), названная нами воронкой газового выброса в соответствии с предложенной гипотезой её формирования [1], на момент первого обследования представляла собой кратер с почти вертикальными стенками, глубина которого намного больше диаметра. Поскольку разброс вылетевших из воронки фрагментов породы и, вероятно, льда, составляет 120 и более метров, то ясно, что потенциальная опасность для людей и сооружений в зоне образования такой воронки крайне велика. Происхождение этой ранее не описанной формы является предметом активного обсуждения, особенно в связи с тем, что на севере Западной Сибири обнаружены еще несколько аналогичных воронок и отсутствуют представления о том, где, когда и с какой частотой подобные явления могут повториться. Район воронки западнее субмеридионального отрезка р.Морды-Яха и южнее субширотного отрезка р.Се-Яха относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород со средней годовой температурой пород до -7°C и глубиной сезонного протаивания до 1 м. В геологическом разрезе представлены дисперсные породы от супесей до глин, а также торф. В мерзлом состоянии породы содержат значительное количество льда, в том числе, мономинеральные прослои толщиной от нескольких до более 20 м (пластовые подземные льды). Воронка расположена примерно в 100 м от озера на стыке его поймы и склона холма. Берега озера со стороны холмов обрывисты и подвержены криогенному оползанию. В соответствии с нашей теорией криогенного оползания это свидетельствует о близком к поверхности залегании пластового льда и/или сильнольдистых мерзлых пород.

Полученные данные должны были ответить на серию вопросов: (1) когда возникла воронка и в связи с какими необычными событиями или суммированием факторов; (2) откуда взялся газ, повышенное содержание ко-

того (метана) внутри воронки было измерено; (3) чем объясняется различие между объемом пустоты и объемом выброшенного материала в бруствере; (4) какая гипотеза возникновения воронки наименее противоречива; (5) какова вероятность повторения процесса в будущем.

Воронка газового выброса на Центральном Ямале, как показал анализ космоснимков, образовалась в период с 09.10.2013 по 01.11.2013 г. [2]. Морфометрические характеристики образовавшейся формы определены как в ходе полевых обследований, так и в результате дешифрирования космического снимка за 15.06.2014 [3]. Определен диаметр всей формы в месте с бруствером в 70 метров, диаметр цилиндрической части 18–20 м, диаметр по бровке 25–30 м. Ширина бруствера достигала 20 м (рис. 1А). Исходная глубина превышала 50 м. Диаметр нижней части воронки с субвертикальными стенками был измерен с высокой точностью лазерным дальномером во время нового обследования 08.11.2014 г. Измерения выполнены на уровне поверхности замерзшего озера (примерно 24–26 м ниже бровки воронки). В этом сечении форма воронки была близка к правильному кругу. Диаметры, измеренные в направлении север-юг и запад-восток, были практически одинаковы – 22,3–22,6 м в цилиндрической части воронки, около 40 м по бровке, а глубина составляла 25–26 м (рис. 1Б). К началу сентября 2015 г. воронка представляла собой круглое озеро довольно правильной формы, окруженное практически вертикальными стенками высотой до 6 м (рис. 1В). Частично по периферии сохранился бруствер, однако его ширина и высота существенно сократились. Диаметр воронки по бровке составлял уже около 55 м. Диаметр озера, заполнившего воронку несколько меньше. Таким образом, стенки воронки постоянно и постепенно оттаивают и талая вода с оттаявшей переувлажненной породой стекают вниз по стенкам и заполняют воронку. Предположительно именно этот процесс расширения и заполнения воронок, активность которого относится к наиболее теплomu периоду голоцена примерно 10–8 тыс. лет назад, отвечает за формирование значительной части озер Ямала, имеющих округлую форму и аномальную глубину (рис. 1Г).

На момент первичного обследования в июле 2014 г. [1] в стенках обнажались мерзлые породы с прослоями льда (рис. 2А). Бурые отложения с поверхности до глубины около 2 м представляют собой переслаивание железистых оторфованных суглинка, супеси и торфа, вероятно, озерно-болотного генезиса, ниже сезонно-протаивающего слоя – сильнотлистых. Ниже по разрезу залегают морские глины с редкими включениями мелкой щебенки, вмещающие пластовые подземные льды. В плоскости стенки были видны хорошо различимые зоны разного криолитологического строения. Обследование в ноябре 2014 г. после расширения воронки с 25–30 до 30–35 м, впервые включившее отбор образцов из стенок воронки, показало, что разрез до глубины до 25 м от бровки (остальная часть воронки уже была затоплена) представлен почти исключительно мономинеральным льдом

с вертикально ориентированной, облегающей цилиндрическую часть воронки слоистостью по минеральным включениям (рис. 2Б). В сентябре 2015 г. после значительного увеличения диаметра воронки за счет отступления стенок вскрылся иной по строению и составу разрез с пластовыми льдами обычного для региона облика, стекловидного и слоистого (с включениями глины) на глубине от поверхности 3,5 м и ниже (рис. 2В). В окрестностях воронки в стенках отрыва криогенных оползней вскрывались пластовые льды, перекрытые глиной морского генезиса, видимо, салехардской свиты (рис. 2Г).

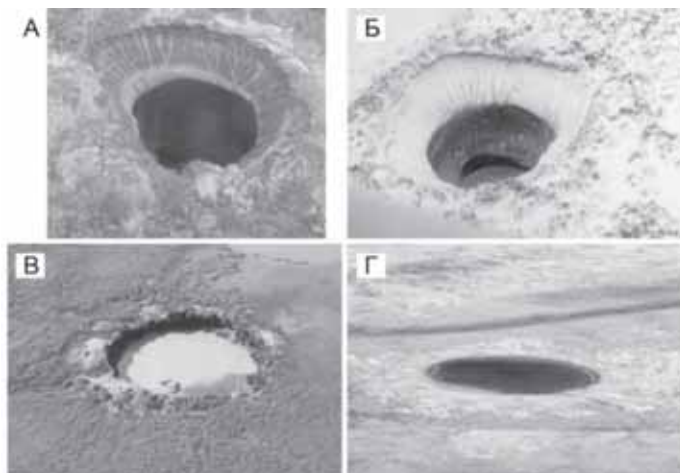


Рисунок 1. Воронка газового выброса на Центральном Ямале, вид с вертолета: (А) – 16 июля 2014 г. (фото пресс-службы Губернатора ЯНАО); (Б) – 8 ноября 2014 г. (фото А.И.Кизякова); (В) – 31 августа 2015 г. (фото А.В.Хомутова); (Г) – одно из круглых озер, характерных для Центрального Ямала (фото М.О.Лейбман).

Анализ космоснимков сверхвысокого разрешения показал следующее [3]. Образовавшаяся воронка пространственно совпадает с бугром (положительной формой рельефа), существовавшим на этом месте до 09.10.2013 г. размеры бугра составляли: диаметр основания 45–58 м, относительная высота 5–6 м. Верхняя часть воронки, представляющая собой раструб, расположена в пределах существовавшего ранее бугра. За 2014 г. уровень озера на дне воронки поднялся примерно на 24 м, а до сентября 2015 г. еще на 20 м. Объем вынесенного материала (выброшенного из воронки и частично разрушенного бугра) почти в 6 раз больше объема материала, отложившегося по периферии воронки в виде бруствера, а также разлетевшегося по окрестностям. Большая часть выброшенного материала, видимо, представляла собой лед, который по результатам полевых наблюдений вскрывается в стенках цилиндрической части воронки.

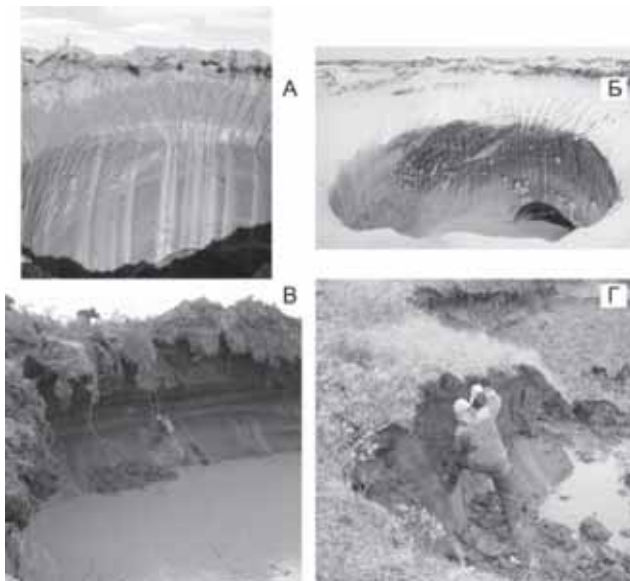


Рисунок 2. Разрез стенок воронки на разные даты: (А) – 25 августа 2014 г. в стенках прослой льда (фото М.О.Лейбман); (Б) – 8 ноября 2014 г. в стенках преобладает лед (фото А.И.Кизякова); (В) – 1 сентября 2015 г. виден недеформированный разрез озерно-болотных отложений, перекрывающих пластовый лед (фото М.О.Лейбман); (Г) – разрез в соседнем с воронкой термоцирке, лед перекрывается глиной (фото М.О.Лейбман)

Таким образом, в ходе проведения нескольких экспедиций в 2014–2015 гг. были сформулированы маловероятные и возможные причины и триггеры формирования воронки [2]. Так, не подтвердились предположения о техногенном или космогенном происхождении воронки, о возможном взрыве газа, поскольку не были обнаружены какие-либо следы таких процессов. Наша гипотеза образования воронки базируется на известных данных о загазованности верхних 100 м разреза на Ямале [4], приуроченности повышенной газации к пластовым льдам и криопэгам [5], а также вероятной реакции таких разрезов на колебания климата.

Наиболее непротиворечивый механизм, объясняющий все наблюдаемые проявления таков: тренд повышения температуры воздуха и пород в течение последнего десятилетия, особенно летом 2012 г., привело к увеличению количества незамерзшей воды осенью 2013 г., высвободило газ из мерзлых пород и подземного льда, в том числе, привело к разрушению метастабильных газогидратных скоплений. Это сопровождалось резким повышением порового давления. Такой механизм известен в субаквальных условиях и приводит к образованию покмарок [6]. Для Ямала вообще и рас-

смагриваемого района в частности весьма характерны правильной формы круглые озера, к тому же имеющие в центре переуглубление. Представлялось, что эти озера чисто термокарстового генезиса и связаны с вытаяванием мощных пластов подземного льда. Поскольку протаивание стенок воронки в верхней части приводит к расширению отверстия, уменьшению его глубины, и в конечном счете к образованию озера, то возможно, некоторые озера Ямала, образовавшиеся в термический оптимум голоцена и ранее считавшиеся чисто термокарстовыми, на самом деле являются следствием аналогичного процесса газового выброса. Этим объясняется специфическое строение дна этих озер с глубокой центральной частью и мелким шельфом, хорошо видимыми на космоснимках и снимках с вертолета. Есть основание полагать, что подобные воронки будут образовываться и в будущем в подходящих геологических и мерзлотных условиях (газонасыщение мерзлой толщи, пластовые льды, экстремумы климатических колебаний).

Полевые обследования воронки газового выброса на Центральном Ямале были организованы НП «Российский Центр освоения Арктики» (директор В.А.Пушкарев), Департаментом международных и внешнеэкономических связей ЯНАО (директор, заместитель Губернатора ЯНАО А.В.Мажаров) и Департаментом по науке и инновациям ЯНАО (директор А.Л.Титовский).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лейбман М.О., Плеханов А.В. Ямальская воронка газового выброса: результаты предварительного обследования // Холодок. 2014. № 2 (12). С. 9–15.
2. Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plekhanov A.V., Streletskaia I.D. New permafrost feature – deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia, as a response to local climate fluctuations // *Geography, environment, sustainability*. 2014. V. 7(4). P. 68–80.
3. Кизяков А.И., Солюшкин А.В., Лейбман М.О. и др. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на Центральном Ямале // *Криосфера Земли*. 2015. Т. IX. № 2. С. 15–25.
4. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
5. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // *Криосфера Земли*. 2002. Т. 6. № 3. С. 15–24.
6. Hovland M., Gardner J.V., Judd A.G. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards // *Geofluids*. 2002. V. 2. P. 127–136.

The paper deals with a newly formed permafrost feature, a relatively narrow, deep crater. The authors conclude that it originated from an increase in pressure due to gas emissions from permafrost and ground ice. Conclusion is supported by known subsea processes producing pockmarks in gas-bearing provinces, and by recent studies of gas-hydrate behavior in the upper permafrost layers.

Найдина О.Д.

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

Палеорекострукции изменений природной среды Арктики на основе сопоставления результатов спорово-пыльцевого, микропалеонтологического и радиоуглеродного ($AMS^{14}C$) анализов позднеголоценовых осадков восточной части континентальной окраины моря Лаптевых

Naidina O.D.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Environmental changes in the Arctic on the basis of comparison of results of pollen, micropaleontological and radiocarbon ($AMS^{14}C$) analyses of Late Holocene sediments from the eastern part of the continental margin of the Laptev Sea

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

В Арктике сложное развитие природной среды пока не полностью восстановлено [1, 2], и поэтому голоценовая история морей всё еще находится в стадии изучения [3]. Настоящая работа посвящена до сих пор неизученной позднеголоценовой наземной и морской палеобстановке региона моря Лаптевых.

Палеорекострукции эволюции природных условий этого морского региона основываются на результатах изучения разнообразных групп микрофоссилий, таких как ископаемые пыльца и споры высших растений, фораминиферы и остракоды из хорошо датированной ($AMS^{14}C$) колонки донных осадков, возраст которой достигает 2.3 тыс. лет. Фораминиферы изучены Х.А. Баухом, остракоды – Т.М. Крониным [4]. Абсолютный возраст осадков изученной колонки определен методом ускорительной масс-спектрометрии ($AMS^{14}C$) в Институте физики и астрономии при Орхуском университете (Дания) по биогенному кальциту раковин двустворчатых моллюсков, бентосных фораминифер и остракод [5].

На основе результатов проведенных исследований удалось проследить изменение растительности, климата и палеосреды моря в течение последних 2.3 тыс. лет.

В результате спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная приблизительно с 1.8 тыс. лет и почти до 0.3 тыс. лет назад летние температуры воздуха превышали современные приблизительно на

1°C. В это время растительность северной тундры заменялась южной тундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. На основе полученных данных доказано существование позднеголоценового климатического оптимума с летними температурами воздуха на 2°–3°C ниже, чем во время максимума среднеголоценового потепления. Впервые по данным спорово-пыльцевого анализа и AMS¹⁴C-датирования морских осадков удалось провести ландшафтно-климатические реконструкции для позднего голоцена [6].

Установлено, что потепление климата на побережье в диапазоне 1.5–1.7 тыс. лет синхронно с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых. Предполагается, что приток атлантических вод был более интенсивным, чем в настоящее время. Обнаруженный комплекс микрофоссилий отражает относительно стабильные условия природной среды и уменьшение солености морской воды на восточном шельфе моря Лаптевых в позднем послеледниковье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 20–32.
2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
3. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на северо-евразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373–383.
4. Bauch H.A., Kubisch-Popp M., Cronin T.M. et al. A study of the calcareous microfauna from Laptev Sea sediments // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 235–253.
5. Bauch H.A., Heinemeier J., Grootes P.M. Radiocarbon (AMS¹⁴C) ages of sediments from the Laptev Sea // Terra Nostra, 1996. 3-d Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Hf. 96/9. P. 90.
6. Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 124–136.

Some results of the Russian–German marine and polar researches conducted in the Laptev Sea and on the adjacent land are presented. On the basis of results of the conducted researches it was succeeded to track change of vegetation, climate and environments of the sea during the last 2.3 thousand years. A comparison of the first results of a comprehensive micropaleontological analysis (pollen, spores, forams, ostracods) and radiocarbon ages (AMS¹⁴C) from sediment core recovered in the eastern part of the Laptev Sea shelf revealed that warming of climate on the coast in the range of 1.5–1.7 thousand years synchronously with advection of the Atlantic waters in the Laptev Sea.

Немировская И.А., Реджепова З.Ю.

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

Углеводороды в воде и осадках арктических морей

Nemirovskaya I.A., Redzhepova Z.U.

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

Hydrocarbons in water and sediments of the Arctic seas

Ключевые слова: поверхностные воды, взвесь, донные осадки, барьер река–море, углеводороды

Состояние окружающей среды Арктики до сих пор остается фрагментарно изученным и вызывает нарастающую озабоченность в связи с образованием «горячих точек», в которых масштабы деградации естественных экосистем достигли опасных значений. Считается, что в этих районах произошло изменение качества среды на фоновом уровне, а концентрации загрязняющих веществ существенно превышают допустимые нормы. Специфика Арктики такова, что серьезные локальные загрязнения могут при определенных условиях приобретать региональный и даже циркумполярный характер, несмотря на то, что хозяйственная деятельность на акваториях арктических морей пока невелика. В данной работе обобщены результаты исследования алифатических углеводородов (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в воде и донных осадках морей Арктики в 2011–2015 гг. Эти работы становятся особенно актуальными в связи с тем, что одно из главных направлений нефтедобычи на шельфе Арктики – освоение месторождений в бассейне Карского моря.

Воды окраинных морей (Баренцево, Печорское, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) можно отнести к эстуарно-шельфовым районам, так как они находятся под влиянием рек: Обь, Енисей, Лена, Печора и др. До последнего времени считалось, что решающий вклад в суммарное поступление нефтяных УВ в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год. Взвеси, поступающие с реками, обогащены различными соединениями, и становятся своеобразными "геохимическими ловушками", способствующими аккумуляции компонентов речного стока, в том числе и антропогенных. Геохимический барьер река–море (маргинальный фильтр), играет важнейшую роль в судьбе речного стока. Действительно, согласно полученным данным, наиболее высокий диапазон концентраций алифатических углеводородов (АУВ) приурочен к устьевым областям рек (рис. 1), с удалением в пелагиаль их содержание резко снижалось.

В Белом море исследования, проведенные во время летней межени в августе 2001–2015 гг., показали, что концентрации АУВ_в (во взвеси) не пре-

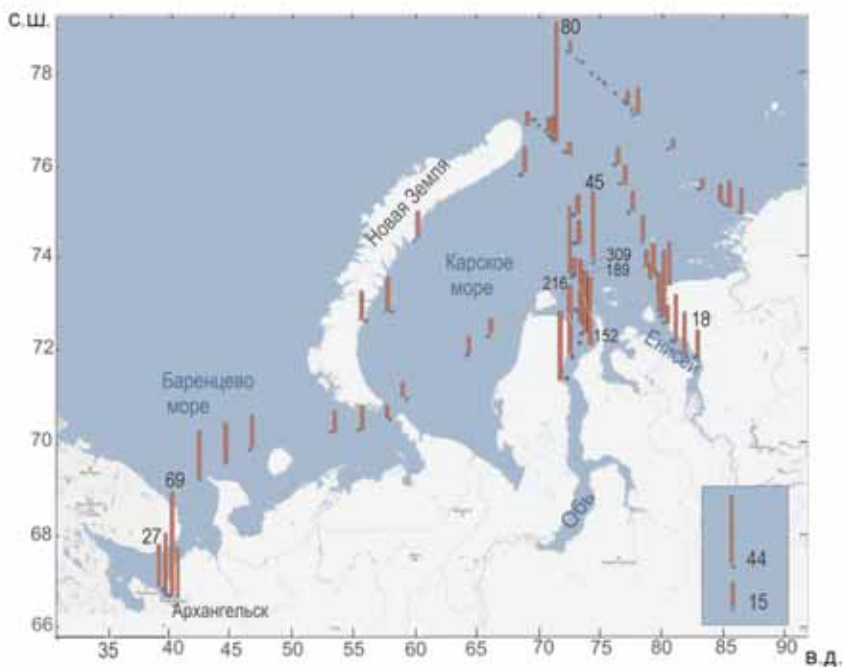


Рисунок 1. Распределение АУВ (мкг/л) во взвеси по маршруту 59-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.).

вышали 260 мкг/л (летом 2014 г. 11–33 мкг/л), а АУВ_р (в растворенной форме) – 164 мкг/л. Во время весеннего половодья содержание АУВ в водах Сев. Двины увеличивалось, но по направлению к заливу уменьшалось в 2–11 раз, особенно во взвеси: от 933 до 89 мкг/л (март 2015 г.). В донных осадках рукавов дельты Сев. Двины во время половодья, несмотря на довольно постоянный их литологический состав (преобладала песчано-алевритовая фракция), наблюдалась высокая дисперсность данных как для АУВ (13.1–329.4, средняя 105.7, $\sigma=73.4$ мкг/г), так и $C_{орг}$ (0.015–3.31%, средняя 1.02, $\sigma=2.98\%$). Обусловлено это, множественностью источников поступления органических соединений (ОС). Для всего массива данных гранулометрический фактор при распределении ОС оказывает основное влияние, так как в целом наблюдалась зависимость между распределением изучаемых соединений и влажности осадков, $C_{орг}$ и АУВ: $r(C_{орг}-АУВ)=0.81$. Это может свидетельствовать также об одинаковых путях поступления природных и антропогенных соединений в донные осадки, так и о быстрой трансформации нефтяных УВ. Однако в рукавах Сев. Двины, где поток загрязнений возрастал, эта зависимость отсутствовала, в частности в

протоке Кузничиха $r(C_{\text{орг}}-УВ)=0.19$. В районах потенциального поступления нефтяных УВ – АЦБК, Чижовский рейд, порт Экономия концентрация АУВ превышали 100 мкг/г, их доля в составе $C_{\text{орг}}$ достигала 36%. В морских донных осадках фоновые концентрации АУВ обычно ниже 50 мкг/г в илистых и 10 мкг/г в песчаных, а их доля в составе $C_{\text{орг}} \leq 1\%$. В составе алканов донных осадков как во время межени, так и во время половодья даже при высоких концентрациях доминировали терригенные гомологи. Лишь в отдельных пробах были зафиксированы трансформированные нефтяные алканы. Близкий состав алканов в донных осадках был установлен нами в области выносов р. Волги и на северном шельфе Каспийского моря, где, несмотря на высокие концентрации АУВ в песчаных осадках (70–4557 мкг/г; 3.55–62.65% от $C_{\text{орг}}$), маркеры указывали на доминирование биогенных терригенных гомологов.

Для ПАУ также наблюдались повышенные концентрации во время половодья. В частности в осадках рукавов Сев. Двины их содержание в среднем составило 420 нг/г, а в физико-химической области маргинального фильтра в районе о. Мудьюг (Двинский залив, кутовая часть) – в среднем 600 нг/г. Увеличение концентраций антропогенных ПАУ (особенно высокомолекулярных пирогенных) в этой области отмечено и не только во время половодья, но и летней межени. В центральной части Двинского залива при довольно высоком содержании ПАУ (≥ 100 нг/г) маркеры в их составе указывали на природный генезис.

В сестоне Белого моря степень их концентрирования, по сравнению с фильтрационной взвесью составила для АУВ 115 – 1220, а для ПАУ – 150–1490. Несмотря на то, что крупная взвесь считается основным поставщиком АУВ в донные осадки, низкомолекулярные соединения легко разлагаются в процессе седиментации и не достигают дна. Поэтому вклад автохтонных АУВ, в интегральный состав донных осадков ниже, чем аллохтонных. Основная часть продуцируемых фитопланктоном АУВ участвует в активном круговороте и подвергается деструкции. Напротив, при небольших глубинах во время половодья, в составе ПАУ донных осадков (согласно маркерам), максимальное количество пирогенных соединений определено в районе с максимальным их количеством во взвеси снега. Видимо, при небольших глубинах полиарены при таянии снега попадают с взвесью в донные осадки без существенных изменений (скорость осаждения превышает скорость трансформации).

В Карском море максимальный градиент концентраций АУВ в поверхностных водах наблюдали в устьевой области р.Обь: для АУВ_p– 6–291 мкг/л, а для АУВ_b– 10–310 мкг/л. В Обской губе АУВ в поверхностных водах преимущественно содержались в растворенной форме. Флуктуации в содержании АУВ наиболее значительны в диапазоне солёности 0.05–9.3 епс, что соответствует летнему состоянию маргинального фильтра арктических морей.

На разрезе р. Енисей – Карское море аккумулятивное накопление АУВ в донных осадках, так же как и в поверхностных водах, происходило в физико-

химической области маргинального фильтра (рис. 2), где их концентрации достигали в поверхностном слое 32 мкг/г (ст. 5018). На конечных станциях разреза их содержание отличалось незначительно: 8.4–7.3 мкг/г. Распределение маркеров в составе алканов осадков показало близкий генезис УВ в различных районах моря. Преобладали соединения генетически связанные с наземной растительностью: отношение $\sum C_{(12-24)}/\sum C_{(25-35)} < 1$, а величина $CPI > 1$. Доминировали нечетные гомологи $C_{25}-C_{31}$, н-алканы преобладали над изопреноидами (пристаном, фитаном). В физико-химической зоне маргинального фильтра р. Енисей величина CPI достигла значения 4.21 (ст. 5019). Напротив, в биологической зоне (ст. 5026) повышена доля низкомолекулярных гомологов, среди которых доминировал алкан фитоплankтона $n-C_{17}$, а значение CPI снижалось до 2.4.

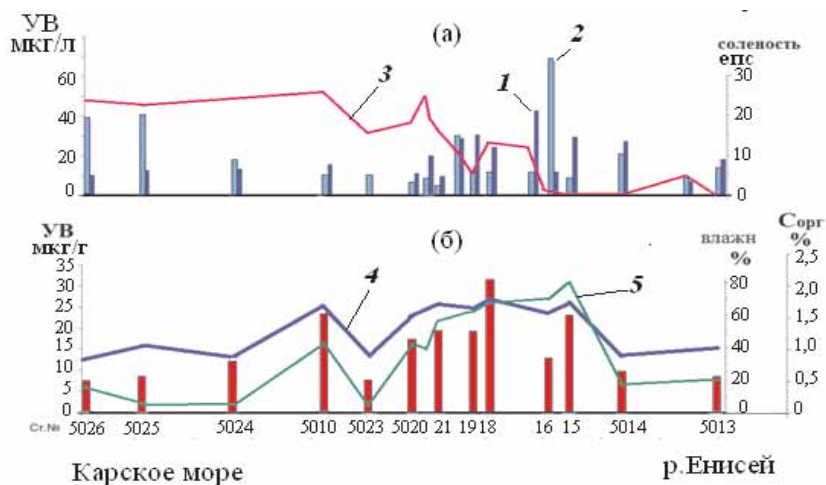


Рисунок 2. Распределение на разрезе р. Енисей – Карское море в поверхностных водах концентраций (а) – УВ в растворенной (1), взвешенной (2) формах и солености (3), (б) – УВ (столбцы), влажности (4), $C_{орг}$ (5) в донных осадках.

В маргинальном фильтре Енисея концентрации как АУВ, так и ПАУ изменялись в меньшем диапазоне, чем в маргинальном фильтре Оби. Такое различие связано с характером пород, слагающих бассейны водосбора этих двух рек. В отличие от Оби, сток Енисея зарегулирован, в результате произошло снижение поступления наносов более чем в 2 раза.

Однако повышенный градиент концентраций АУВ в Карском море зафиксирован не только в маргинальных фильтрах арктических рек, но и в западной части разреза желоба Св. Анны: в поверхностных водах до 60–80 мкг/л. Здесь на соседних станциях содержание АУВ в растворенной

форме увеличилось в 4, а во взвешенной в 11 раз. Рост концентраций АУВ (рис. 1), несмотря на превышение величины ПДК для нефтяных УВ, обусловлен естественными природными процессами, так как происходил в области высоких градиентов температуры между арктическими водами и водами, опресненными материковым стоком. Они маркировались также высокими градиентами концентраций хлорофилла, растворенного ОВ и взвеси. При этом было отмечено, что положение фронтальных зон значительно меняется от года к году и предположительно связано с влиянием ветров.

Трансформация антропогенных УВ в арктических водах, несмотря на низкие температуры, происходит довольно быстро. Микропланктон высоких широт активно усваивает и перерабатывает как автохтонное, так и аллохтонное ОВ из-за низких величин энергии активации основных реакций метаболизма (3–6 ккал/М), и сопоставим с интенсивностью процесса в теплых водах. Кроме того, необходимо учитывать, что главную роль в поставке ОВ в Карское море имеет не молодое биогенное вещество, а терригенный, древний материал принесенный реками.

Полученные данные противоречат распространенному мнению, что в Карском море существуют многочисленные «горячие точки» с максимальным загрязнением Обь-Енисейского района. Возможно, они существуют в верховьях рек водосбора Карского моря. Видимо, более значимым процессом загрязнения устьевых областей Оби и Енисея становится дальний перенос ЗВ с водами протоков, пересекающих районы нефтедобычи, куда они попадают с поверхностными и подземными стоками с буровых и технологических площадок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00223), Совета по грантам Президента РФ и государственной поддержке ведущих научных школ (НШ-2493.2014.5), программы фундаментальных исследований Президиума РАН №3 "Биогеохимические исследования..." и гос. задания 0149-2014-0038 "Геолого-геохимические исследования..."

The highest concentrations of AHC are defined not only in estuarine areas, but also in frontal zones. The distribution of hydrocarbons in the surface layer of bottom sediments depends on their particle size and inside the sediment – redox conditions. Pollution carried by rivers is deposited mainly on the geochemical barrier of the river–sea. In the pelagic regions water arrives relatively clean.

Никитин Д.С.

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

Эволюционная геолого-геофизическая модель северо-восточной части Баренцевоморского шельфа

Nikitin D.S.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Evolutionary geological-geophysical model of the north-eastern part of the Barents Sea shelf

Ключевые слова: осадочный бассейн, пространственное моделирование, нефтегазоносность, тепловой поток

Баренцевоморский регион является одним из наиболее перспективных нефтегазоносных осадочных бассейнов России. Его активное изучение ведется с 70-х годов прошлого века. За прошедшее время были выполнены региональные и площадные геолого-геофизические исследования, пробурен ряд параметрических и поисковых скважин, открыто 11 месторождений углеводородов и ведется подготовка к их промышленному освоению.

Но вместе с тем, многие вопросы эволюции бассейна и оценка перспективности основных нефтегазоносных комплексов остаются неясными. Редкая сеть геолого-геофизических наблюдений, степень изученности бассейна разведочными и параметрическими скважинами крайне неравномерная, к тому же большая часть скважин пройдена практически без отбора керна и опробования.

В этих условиях перед автором была поставлена задача построить эволюционную геолого-геофизическую модель северо-восточной части Баренцевоморского шельфа с использованием специализированного программного комплекса, предназначенного для пространственного моделирования. На основании этого и с учетом дополнительных построений и расчетов автором произведено геотермическое моделирование осадочного чехла, рассчитана палеогеотермическая модель, выделены потенциальные зоны нефтегазонакопления и построена эволюционная геолого-геофизическая модель (рис. 1).

Целью работы являлось создание с использованием современных компьютерных технологий пространственной эволюционной геолого-геофизической модели севера–восточной части Баренцева моря, оценка перспектив нефтегазоносности, определение глубинных температур в осадочном чехле.

К основным задачам были отнесены следующие:

- проанализировать накопленную геолого-геофизическую информацию;
- построить геотермическую и палеогеотермическую модели;

- создать базу данных по литологии и физико-химическим параметрам органического вещества и флюидов пластовых систем, термобарическим факторам;
- построит уточненную, пространственную каркасную (граничную) геологическую модель;
- дать анализ истории тектонического развития региона и становления современного термобарического режима;
- построить модели палеотектонического развития, разработать модели эмиграции, миграции и аккумуляции УВ для различных нефтегазоносных комплексов.

Исходным материалом для выполнения работ послужили данные, накопленные в ОАО МАГЭ, за более чем двадцатилетний период изучения и освоения Баренцевоморского региона.

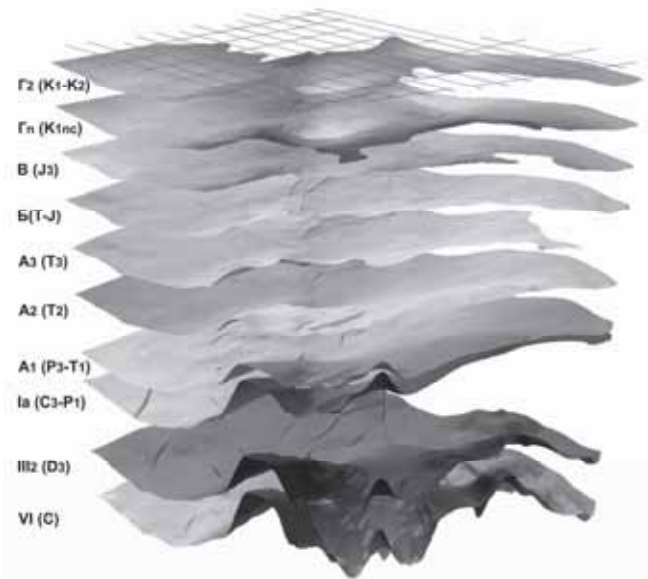


Рисунок 1. Каркасная модель северо-восточной части Баренцевоморского шельфа на основе структурных карт по 11-ти поверхностям.

In the last decade new data on the structure of the sedimentary cover of the Barents Sea shelf' northern part have been obtained. One of the promising methods for studying structural, tectonic features and hydrocarbon potential as well as distribution of geothermal parameters in space is three dimensional modeling. Based on information obtained the paper evolutionary geological-geophysical model of the north-eastern part of the Barents Sea shelf was suggested.

**Новичкова Е.А.¹, Маттиессен Дж.², Кравчишина М.Д.¹,
Немировская И.А.¹**

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

²Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен)

Водные палиноморфы в поверхностных осадках Карского моря как индикаторы современных процессов осадконакопления

**Novichkova Ye.A.¹, Matthiessen J.², Kravchishina M.D.¹,
Nemirovskaia I.A.¹**

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, ²Alfred Wegener institute of polar and marine researches, Bremerhafen, Germany)

Aquatic palynomorphs in the Kara Sea surface sediments as modern processes indicators

Ключевые слова: Карское море, водные палиноморфы, современное осадконакопление

Карское море является одним из ключевых областей для изучения ледово-гидрологического баланса Северного Ледовитого океана благодаря обильному речному стоку в летний период и формированию морского льда зимой [1]. Наибольшее влияние на формирование условий среды в Карском море оказывает поступление пресных речных вод Енисея и Оби, хорошо выраженное по сезонам [2].

Изучение распределения водных палиноморф (морских цист динофлагеллат, пресноводных зеленых водорослей, акритарх и остатков скелетов фораминифер) в осадках зоны маргинального фильтра позволяют оценить влияние речного стока на процессы седиментации в среднем за последние 50 лет. Из водных объектов наиболее информативными для палеоокеанологических реконструкций являются цисты динофлагеллат (диноцисты), позволяющие реконструировать различные параметры водных масс [3, 4]. В качестве индикаторов речного стока и изменений его интенсивности используются пресноводные зеленые водоросли, а также их количественное соотношение с цистами динофлагеллат (CD-критерий) [5]. Лабораторная обработка проб для целей анализа палиноморф, проведена по стандартной палинологической методике [6–8].

Исследованы 16 проб поверхностных осадков, отобранных в ходе 54 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2007 году (рис. 1). Дополнительно нами использованы данные по содержанию в осадках водных палиноморф, полученные в рейсе НИС «Академик Борис Петров» в 1997 г. ([5, 7], www.pangaea.de).

Водные палиноморфы установлены во всех пробах, однако их концентрации изменяются в широких пределах – от единичных экземпляров до 28000 цист/г (рис. 1). Максимальные концентрации цист динофлагеллат установлены в районе желоба Св. Анны и, вероятно, связаны с североатлантической циркуляцией водных масс. В составе ассоциаций преобладают виды североатлантического происхождения (доминирующий вид *Operculodinium centrocarpum*), а также цисты вида *Polarella glacialis*, являющиеся индикаторами ледово-морских условий в Арктике. Минимальные значения концентраций морских видов палиноморф приурочены ко внутренним частям Обской губы, где лимитирующим фактором развития видов является обильный речной сток и как следствие низкая соленость поверхностных вод. Повышение концентраций морских видов до 1000 ед./г происходит во внешней зоне маргинальных фильтров рек.

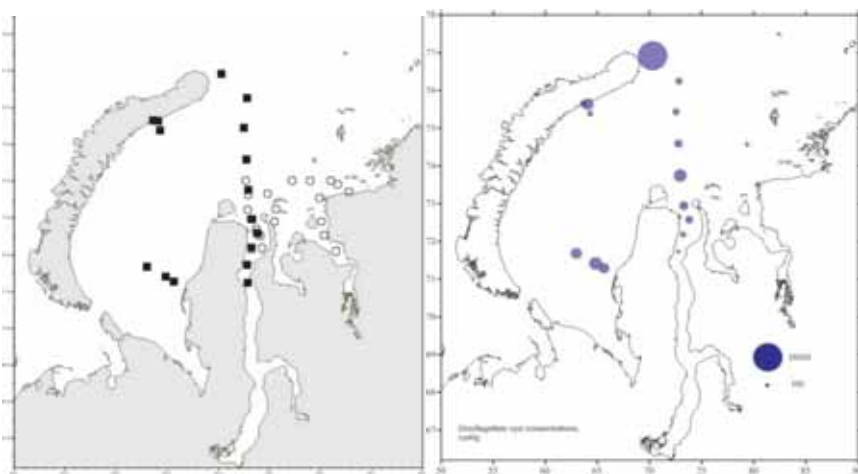


Рисунок 1. Схема расположения станций (слева) отбора проб на анализ водных палиноморф. Квадраты – рейс АМ54, кружки – ВР-97; Концентрации цист динофлагеллат (справа) в поверхностных осадках Карского моря.

Содержание в поверхностных осадках пресноводных зеленых водорослей также отличается большим разбросом значений их концентраций, максимальных в зоне влияния речного стока. Максимальное значение составляет порядка 2000 ед/г и приурочено к области маргинального фильтра р. Оби (рис. 2). Основными видами в зоне маргинальных фильтров Оби и Енисея являются водоросли видов *Pediastrum* и *Botryococcus*.

Видовой состав цист динофлагеллат насчитывает 20 видов и видовых подгрупп, однако, доминирующих видов только 6, а остальные встречаются

ся лишь в единичных экземплярах. Сравнивая видовое разнообразие с Белым морем, можно отметить тенденцию к обеднению состава по направлению с запада на восток для российского сектора Арктики.

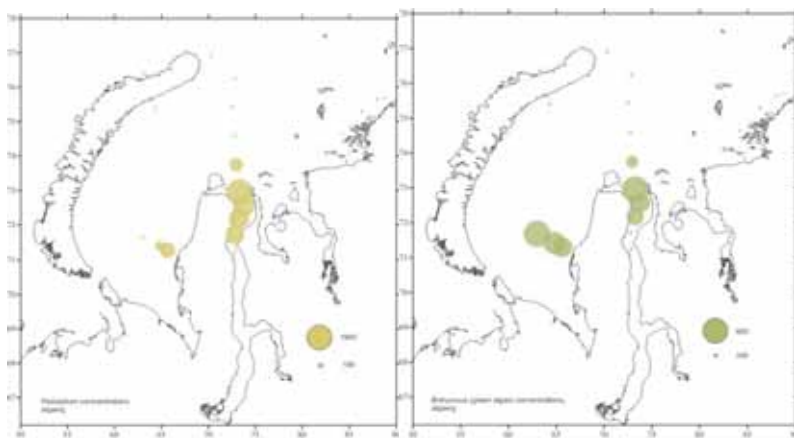


Рисунок 2. Концентрации пресноводных зеленых водорослей в поверхностных осадках Карского моря. Слева – вида *Pediastrum*, справа – вида *Botryococcus*.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН 43П «Высокорастворяющие реконструкции условий среды и климата арктических морей (на примере Карского моря) за исторический период времени по данным комплексных геолого-микропалеонтологических исследований» 3П “Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ” и гранта Президента РФ МК-6982.2015.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aagaard K., Carmack E.C. The Arctic Ocean and Climate: a perspective // The Polar Oceans and The Role in Shaping the Global Environmental: The Nansen centennial volume. Geophysical Monograph. 1994. American Geophysical Union. V. 85. P. 5–20.
2. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Lewis, E. L., Jones, E. P., Lemke, P., Prowse, T. D. & Wadhams, P. (eds.) Kluwer Academic Publisher, Dordrecht. 2000. P. 297–322.
3. De Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new n= 677 database and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // J. Quaternary Sci. 2001. V. 16. P. 681–698.

4. Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J. et al. Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // *J. Quaternary Sci.* 2001. V. 16. P. 595–602.
5. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Fresh water 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. V. 89. P. 470–485.
6. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // *Papers Geol. Univ. Queensland.* 1984. V. 11. P. 1–23.
7. Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian–Greenland Sea sediments // *Marine Micropaleontology*, 1995. V. 24. P. 307–334.
8. Rochon A., de Vernal A., Turon J-L. et al. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstruction of sea-surface parameters // *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*, 1999. V. 35. P. 146.

Aquatic palynomorph assemblages distribution in the Kara Sea were investigated. Freshwater palynomorphs dominate in the inner part of the bay near the Ob and Yenisey rivers inflow.

**Овсепян Я.С.¹, Чистякова Н.О.²,Талденкова Е.Е.²,
Баух Х.А.³, Шпильхаген Р.Ф.³**

(¹Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: yaovsepyan@yandex.ru;

²МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва; ³Академия наук Майнца/ГЕОМАР, Киль, Германия)

**Палеорекострукции по новым колонкам
из восточной части моря Лаптевых в контексте событий
позднеплейстоцен- голоценовой истории региона**

**Ovsepyan Ya.S.¹, Chistyakova N.O.², Taldenkova E.E.²,
Bauch H.A.³, Spielhagen R.F.³**

(¹Geological Institute RAS, Moscow;²Lomonosov Moscow State University,

Geographical Faculty, Moscow; ³Mainz Academy of Science/GEOMAR, Kiel, Germany)

**Paleoenvironmental reconstructions based on the new records
from the eastern Laptev Sea in the context of the late
Pleistocene-Holocene history of this region**

Ключевые слова: фораминиферы, море Лаптевых, палеорекострукции, поздний плейстоцен, голоцен.

Комплексное изучение седиментационных колонок из такого ключевого района Арктики, как море Лаптевых, позволило провести реконструкции изменений окружающей среды на протяжении последних 17,6 тыс. лет. В восточной части континентального склона получены новые данные по распределению планктонных и бентосных фораминифер в двух длинных колонках: PS51/118 и PS2458. Отмеченные в них события хорошо коррелируются с ранее изученными разрезами из западной части моря Лаптевых и дополняют их [1, 2].

Осадки колонок, датированных AMS¹⁴C методом, изучались комплексно: измерялось весовое процентное содержания песчаной фракции (>63 мкм) и количество терригенных обломков пород (>500 мкм), представляющих собой материал ледового и айсбергового разноса. По колонке PS2458 ранее были проведены изотопные и геохимические исследования [3, 4]. Микропалеонтологическое изучение комплексов фораминифер позволяет сравнить колонки с разных глубин континентального склона: PS2458 – 983 м, PS51/154 – 270 м, PS51/118 - 122 м; а также PS51/159 с внешнего шельфа, 60 м.

Палеоэкологический анализ бентосных фораминифер основывается на экологических предпочтениях видов и выделении групп по удаленности от влияния пресноводного стока: комплекс внутреннего шельфа, комплекс внешнего шельфа и континентального склона, а также группа среднего шельфа, занимающая промежуточное положение [5].

Периоды похолодания и усиления ледового покрова выражены в колонках уменьшением численности бентосных фораминифер, а также пиками материала ледового разноса, которые выше в западной части моря Лаптевых из-за близости ледников Северной Земли.

Несмотря на крайне малочисленные остатки микрофауны в эпоху ранней дегляциации, в колонках как из западной (PS51/154), так и из восточной (PS2458) части моря Лаптевых наблюдаются горизонты с раковинами разнообразных планктонных фораминифер (на западе количество мелких раковин этих форм в пробах осадков с экстраполированным возрастом около 17, 2 тыс. лет назад достигало 6000 экземпляров на 100 г осадка), где наряду с типично арктическим видом *Neogloboquadrina pachyderma* sin., встречается также субполярные и более тепловодные формы: *N. Pachyderma* dex, *Globigerina bulloides*, *G. glutinata*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia scitula*, *G. inflata*, *Globigerinita uvula*, *Orbulina universa* и даже единичные раковины *Globigerinoides sacculifer*. Наличие этих разнообразных в видовом отношении планктонных фораминифер, а также бентосного вида-индекса *Cassidulina neoteretis* указывает на присутствие трансформированных атлантических вод на континентальном склоне моря Лаптевых.

Потепление беллинг-аллереда 12,9–14,7 тыс. лет назад выражается увеличением биоразнообразия и общей численности бентосных фораминифер. Наряду с типично морскими видами *C. neoteretis*, *Cassidulina reniforme*, *Islandiella norcrossi*, *Cibicides lobatulus*, *Stainforthia feylingi*, *Astrononion gallowayi* на континентальном склоне большую роль играет оппортунистический вид *Elphidium clavatum*, свидетельствующий об усилении влияния пресноводного стока, сопровождавшегося поступлением большого количества терригенного материала и органики.

Краткосрочное похолодание позднего дриаса 11,5–12,9 тыс. лет назад сопровождается событием опреснения в начале интервала, установленным по резкому негативному пику изотопного состава кислорода карбоната раковин планктонных фораминифер в колонке PS2458 [4]. Оно проявляется в комплексе фораминифер колонки PS51/154 из западной части моря моновидовым пиком численности арктического вида *C. reniforme*, устойчивого к стрессовым условиям окружающей среды. В более глубоководной восточной колонке PS2458 опреснение выражено значительным сокращением бентосных фораминифер и подтверждается облегчением изотопного состава кислорода раковинбентосных фораминифер. Кроме этого, событие сопровождалось резким ростом ледовитости и падением продуктивности фитопланктона [3].

Благодаря трансгрессии в море Лаптевых происходит образование опресненных шельфовых водных масс и смещение депоцентров осадконакопления со склона на шельф. Это привело к падению скоростей седиментации в изученных колонках в раннем голоцене в среднем с 120 до 15 см/тыс. лет.

Потепление раннего голоцена привело к сокращению ледового покрова и увеличению продуктивности, о чем свидетельствует увеличение доли видов среднего шельфа – *Nonion labradoricum*, *Pyrgo williamsoni* *Stainforthia loeblichii*, *Elphidium subarcticum*. В глубоководной колонке PS2458 отмечены самые высокие показания численности среди бентосных и планктонных фораминифер. В это время продолжается повышение уровня моря и происходит затопление палеодолин главных рек региона: Лены, Яны, Хатанги. В комплексе фораминифер из наиболее мелководных колонок PS51/159 (палеодолина Хатанги) и PS51/118 (бровка шельфа на траверсе Лены) основу сообществ составляют виды, переносящие опреснение – *E. incertum*, *Haynesina orbiculare*, *Buccella frigida*, *Polymorphina* spp. и оппортунистический вид *E. clavatum*.

В среднем голоцене, в интервале 7,4–8,2 тыс. лет назад, в колонке PS51/118 наблюдается полное отсутствие микрофауны, можно предположить, что это было вызвано локальным усилением пресноводного стока реки Лены в направлении расположения колонки. В остальных колонках это событие не прослеживается.

После 7 тыс. лет назад, в среднем и позднем голоцене, когда уровень моря постепенно достиг современных отметок, наблюдалось похолодание и увеличение ледовитости. Во всех четырех колонках отмечается рост весового процентного содержания песчаной фракции и пики материала ледового разноса. Однако на западе обломков пород на порядок выше – максимум 500 зерен, против 50 зерен на 100 г осадка на востоке. Вероятно, это обусловлено близостью источника продуцирования айсбергов на Северной Земле. Это отражается и в комплексах фораминифер. Несмотря на то, что доминируют виды группы внешнего шельфа и континентального склона, предпочитающие нормальные морские условия, одновременно растет и доля видов внутреннего шельфа. Это можно объяснить смещением средне-многолетней летней границы дрейфующих льдов к югу, что приводило к тому, что большая часть раковин мелководных видов, включенных в лед во время периода осеннего ледообразования и перенесенных к краю дрейфующих льдов, в последующий сезон таяния льдов попадала в осадки колонок на внешнем шельфе и склоне моря Лаптевых, а не уносилась дальше на север, как это было в более теплый период.

Присутствие раковин субполярных планктонных фораминифер и увеличение бентосного вида *C. neoteretis* позволяет реконструировать для района континентального склона этапы усиления влияния подповерхностного течения трансформированных атлантических вод в интервалах 3–7.3 и 12–15.4 тыс. лет назад.

Сравнение процентного содержания *C. Neoteretis* в 3-х колонках с разных глубин выявило предпочтение этого вида промежуточному водному горизонту под атлантическим слоем на глубинах более 800 м. Несмотря на то, что колонка PS51/154 находится в ядре атлантического течения (глуби-

на 270 м), содержание *C. Neoteretis* в ней не превышает 12%, больше всего этого вида (до 80%) в колонке PS2458 с глубины 983 м.

Вероятно, это связано с особым составом питательных веществ поступающих на эту глубину из вышележащего атлантического слоя. Таким образом, проведенное исследование дополняет и уточняет экологические предпочтения такого важного для палеореконокструкций вида, как *C. neoteretis*.

Исследования проведены по бюджетной теме «Биостратиграфия и корреляция геологических событий Арктического сектора России и прилегающих территорий по микрофоссилиям», а также при поддержке гранта РФФИ 15-05-08497 и российско-германской лаборатории им. Отто Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю. и др. Изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии (по ископаемой бентосной фауне) // Система моря Лаптевых и прилегающих арктических морей. М.: МГУ, 2009. С. 78–97.
2. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // Marine Micropaleontology. 2012. V. 96–97. P. 13–28.
3. Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records // Earth. Planet. Sci. Lett. 2012. V. 351–352. P. 123–133.
4. Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // Glob. Planet. Change. 2005. V. 48. № 1–3. P. 187–207.
5. Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // Journal of Foraminiferal Research. 2002. V. 32. №. 3. P. 252–273.

Two new sediment cores from the eastern Laptev Sea continental slope were investigated for reconstructing late Pleistocene-Holocene environmental changes based on microfaunal, lithological and geochemical proxies. The distribution of foraminiferal assemblages has good correlation with the previously obtained data from the western part of the sea where specific changes in the composition of benthic assemblages correspond to the time intervals of the early deglaciation, Bølling–Allerød interstadial, Younger Dryas cold spell, Early Holocene warming and Late Holocene cooling.

**Петрова В.И., Батова Г.И., Литвиненко И.В.,
Моргунова И.П., Рекант П.В.**

(ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург,
e-mail: petrovavi@mail.ru)

**Органическое вещество позднекайнозойских осадочных
отложений поднятия Менделеева
(Амеразийский сектор СЛО)**

**Petrova V.I., Batova G.I., Litvinenko I.V.,
Morgunova I.P., Rekant P.V.**

(I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

**Organic matter of the Late Cenozoic sediments
of the Mendeleev rise
(Amerasian part of the Arctic Ocean)**

Ключевые слова: СЛО, донные осадки, рассеянное органическое вещество, углеводородные молекулярные маркеры

Глубоководная часть СЛО является конечным бассейном седиментации осадочных отложений, которые накапливаются в строго стратифицированной последовательности, что позволяет оценить вклад различных источников (терригенный сток, ледовый разнос, турбидитные потоки, океанские вдольсклоновые течения, субаквальный размыв и переотложение коренных пород) в формирование осадочного чехла.

Согласно существующим представлениям [1, 2], состав рассеянного органического вещества (РОВ) осадочных отложений рыхлого чехла амеразийской континентальной окраины определяют два основных источника осадочного материала: в периоды ледниковья – это гидросферный перенос терригенного гумусового ОВ, в периоды дегляциации – ледовый разнос пород, содержащих зрелое (литифицированное) ОВ.

Роль процессов субаквального размыва и переотложения коренных пород в формировании донных осадков ставится под сомнение, вследствие перекрытия их значительным по мощности осадочным чехлом мезокайнозойского возраста. Однако, на двух сейсмических профилях, отрабатанных с борта ледокола «HEALY», акустический фундамент подходит непосредственно к поверхности морского дна [3]. Кроме того, по результатам сейсмического профилирования МОВ ОГТ (ледокола «Диксон»; экспедиция «Арктика-2012»), юго-восточные склоны горы Шамшура, а также западные и восточные склоны горы Трушкина тоже представляют собой тектонически обусловленные выступы пород фундамента на поверхности морского дна [4].

Материалом исследования послужили осадочные колонки (до 9 м) и образцы доломитов (ДКМ), отобранные в ходе экспедиционных работ НИС «Академик Федоров» (2005, 2007 гг.) и ДЛ «Капитан Драницын» (2012 г.) на меридиональном профиле от континентального склона до 83° с.ш. Донные осадки (91 обр.) для камеральных исследований помещали в стерильную тару и сохраняли при -18°C. Аналитическая процедура изучения органической составляющей осадков (РОВ) включала: определение содержания Сорг, Скарб, битумоидов, определение их группового состава и молекулярного состава метанонафтенной и ароматической фракций УВ (ГХ-МС анализ n-алканов, цикланов, аренов).

Профиль берет начало на границе континентального шельфа и проходит вдоль основной гряды поднятия Менделеева (рис.). Гранулометрический

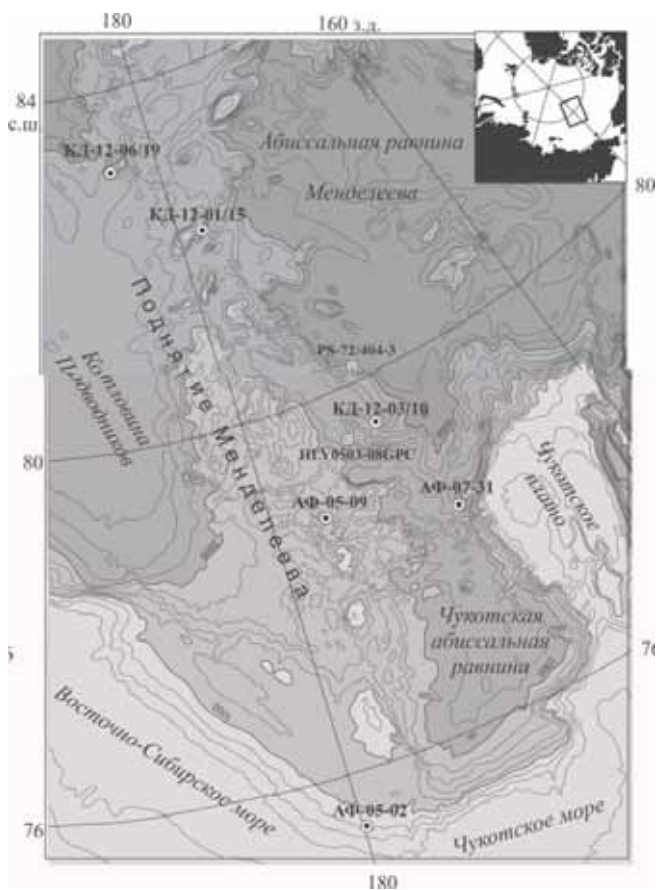


Рисунок. Карта района исследований

анализ показал, что в осадках преобладают пелиты и алевроитистые пелиты, наряду с которыми присутствуют пески и гравелиты, наиболее выраженные в отложениях северной части меридионального разреза. При этом, в пределах южной части поднятия Менделеева наблюдается широкое распространение современных отложений.

Содержание карбонатного углерода (Скарб) по осадочным разрезам варьирует в значительных пределах от 0,01 до 3,99%. Минимальным содержанием Скарб (<0,05%) характеризуются осадки южной части профиля (AF-05-02), максимальным – осадки, средней части профиля (KD-03-10, KD-01-15), приуроченные к вершинам и пологим склонам подводных гор. В их стратиграфическом разрезе максимумы содержания Скарб приурочены к прослоям известковистых пелитов розового и светло-бежевого цвета, происхождение которых связывают с ледовым разносом карбонатных пород [1]. Синхронно возрастают содержания песчаной фракции (в среднем на порядок) и планктонных фораминифер. В осадочном разрезе самой северной части профиля (KD-05-23, KD-06-19) содержание карбонатов снижается до следовых значений. Среднее содержание Сорг закономерно снижается в северном направлении (от 0,4 до 0,08%). При этом возрастает уровень трансформации РОВ, на что указывает исчезновение в его составе гуминовых кислот (ГК), увеличение содержания керогена (ООВ до 97%) и неполярных соединений в составе битумоидов. Специфика геохимических параметров РОВ позволяет предположить многообразие источников осадочного материала и условий осадконакопления при формировании позд-некайнозойских отложений данного района СЛО.

Характеристика молекулярного состава липидной фракции РОВ согласуется с данным предположением. Состав и соотношение n-алканов и изопреноидов, отражают как определённые черты сходства, так и парадоксальные отличия РОВ осадочных разрезов. Так, во всех изученных образцах распределение n-алканов свидетельствует о смешанном генезисе РОВ постдиагенетической стадии трансформации ($C_{17}/C_{27} = 0,5-1,6$; CPI = 1,1–2,1). Однако, минимальным уровнем преобразования РОВ (CPI = 1,2–2,7) и повышенным вкладом гумусовой составляющей характеризуются осадки ст. KD-06-19, приуроченные к самой северной части профиля и отобранные на северо-западном склоне горы Трукшина, на дне крупного подводного каньона (2350 м). По сейсмическим данным, мощность осадков на дне каньона около 20 м, а выше по склону зафиксирована граница регионального мелового несогласия.

Характеристики терпанов и аренов также свидетельствуют об определённой специфичности данного осадочного разреза. Так, в большинстве изученных образцов осадков цикланы представлены преимущественно зрелыми гопанами ($H_{30}\beta\alpha/(\alpha\beta+\beta\alpha) \leq 0,1$) и стеранами ($St_{29} 20S/(20S+20R) = 0,4-0,5$) смешанного генезиса ($St_{27}/St_{29} = 0,6-1,7$). При этом значение показателя термальной зрелости ($Ts/Ts+Tm$) несколько увеличивается в мори-

стом направлении. Аналогичная тенденция наблюдается и в распределении полиаренов, доминирующими компонентами которых являются фенантрен и его алкилгомологи.

РОВ осадков ст. KD-06-19 отличается повышенным вкладом продуктов трансформации эукариот ($C_{23}^{triac}/30N=0,91$) и аномальным составом полиаренов, доминирующим компонентом которых является ретен ($Ret/\sum PAH > 0,5$; Ret/Ph до 7,1). Значительное содержание ретена, молекулярного таксона гумусового ОВ в донных отложениях глубоководной части СЛО, было зафиксировано ранее [5, 6]. Однако, наблюдалось оно в слабо преобразованном РОВ сероцветных пелитов, наряду с другими характерными маркерами наземной биоты (олеаненами, тетрагидрохризенами, периленом), отсутствующими в данном осадочном разрезе, что ставит под сомнение возможность сопоставления данных объектов. Более вероятным аналогом могут быть меловые отложения Индигино-Зырянского прогиба (северо-восточная Якутия), характеристика молекулярного состава РОВ которых весьма сходна с наблюдаемыми в осадочном разрезе ст. KD-06-19 [7].

В заключение следует отметить, что характеристики молекулярного состава РОВ изученных образцов ДКМ свидетельствует о значительном их многообразии, что не позволяет предположить единого источника их поступления. Кроме того, существенное отличие от геохимических параметров РОВ донных отложений указывает на ограниченное влияние дрефтового материала на формировании последних.

Таким образом, совокупность органо-геохимических данных позволяет заключить, что наряду с терригенным стоком и ледовым разносом в формировании плейстоцен-голоценовых отложений подводных гор Поднятия Менделеева в зонах выхода коренных пород определённую роль могут играть процессы субаквального размыва и переотложения продуктов их денудации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stein R., Matthiessen J., Frank Niessen F. et al. Towards a Better (Litho-) Stratigraphy and Reconstruction of Quaternary Paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2009. V.79. P. 97–121.
2. Yamamoto M., Polyak L. Changes in terrestrial organic matter input to the Mendeleev Ridge, western Arctic Ocean, during the Late Quaternary // *Global and Planetary Change*. 2009. V.68. P.30–37.
3. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B. J., Hopper J. K. Hemipelagic deposits on the environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // *Mar. Geophys. Res.* 2010. V.31.P.149–171.
4. Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О. и др. Новые данные о строении склонов подводных гор Поднятия Менделеева (СЛО) // *ДАН*. 2014. Т.455. С. 184–188.
5. Yamamoto M., Okino T., Saiko Sugisaki S., Sakamoto T. Late Pleistocene changes in

- terrestrial biomarkers in sediments from the central Arctic Ocean // *Organic Geochemistry*. 2008. V. 39. P. 754–763.
6. Petrova V., Batova G., Litvinenko I., Morgunova I. Organic matter in the Lomonosov ridge Holocene-pleistocene bottom sediments – biomarkers record // 26-th IMOG Book of abstracts. 2013. V. 2. P. 275–276.
 7. Каширцев В.А., Гайдук В.В., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Геохимия биомаркеров и катагенез органического вещества меловых и кайнозойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба (северо-восточная Якутия) // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. С. 1027–1039.

The full complex of organic-geochemical data on the studied samples evidences the few sediment-forming sources for Pleistocene-Holocene deposits of the Mendeleev Rise seamounts. The most important fact is that the observed contribution of subaqueous erosion and denudation products redeposition in zones of bedrock outcrops are not less significant than the terrigenous and ice transport supply.

**Пономарева В.В.¹, Поляк Л.В.², Портнягин М.В.^{3,4},
Абботт П.М.⁵, Вахрамеева П.С.^{6,7}**

(¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, e-mail: ponomareva@kscnet.ru; ²Byrd Polar and Climate Research Center, Ohio State University, Коламбус, США; ³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль, Германия; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; ⁵Университет г. Суонси, Великобритания; ⁶Арктический и Антарктический НИИ, С-Петербург, Россия; ⁷Санкт-Петербургский государственный университет, С-Петербург, Россия)

Первые морские тephрохронологические исследования в Тихоокеанском секторе Арктики

**Ponomareva V.V.¹, Polyak L.V.², Portnyagin M.V.^{3,4},
Abbott P.M.⁵, Vakhrameeva P.S.^{6,7}**

(¹Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; ²Byrd Polar Research Center, Ohio State University, Columbus, USA; ³Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR), Germany; ⁴V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; ⁵Department of Geography, Swansea University, UK; ⁶Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg, Russia; ⁷Saint-Petersburg State University, St.Petersburg, Russia)

First marine tephrochronological studies in the Pacific sector of the Arctic

Ключевые слова: криптотефра, Северный Ледовитый океан, Чукотское море, вулкан Анякчак, голоцен

Разработка хронологии для осадков арктических морей является важной, но сложной задачей. В частности, Американо-Азиатский континентальный регион Северного Ледовитого океана, ключевой регион для палеоклиматических реконструкций, характеризуется растворением карбонатов в осадках, что ограничивает применение здесь радиоуглеродного датирования и биостратиграфических методов. В связи с этим возникает необходимость в подборе других методов датирования и корреляции осадков. Во многих районах мирового океана для этих целей с успехом применяется тephрохронологический метод с использованием как видимых прослоев вулканических пеплов (тефры), так и криптотефры (горизонтов, обогащенных вулканическим стеклом, но не образующих в керне видимых прослоев) [1, 2]. Эруптивная туча сильного эксплозивного извержения распространяется над сушей и морями и покрывает обширную территорию слоем тонкого пепла. Будучи захороненным под более молодыми осадками, этот прослой пепла является изохроной, которая напрямую связывает различные морские и наземные осадки на огромной территории. Оценка возраста, полу-

ченная для горизонта тефры в одном разрезе, таким образом, может использоваться для отложений, вмещающих эту тефру, по всему ареалу ее распространения. На большом удалении тефра представлена в основном вулканическим стеклом. Даже мельчайшие (≥ 5 микрон) частицы стекла можно успешно охарактеризовать химически с помощью электронного микроскопа (ЕМР) и масс-спектрометрии индуцировано-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Пользуясь полученными химическими характеристиками стекла, можно провести корреляции горизонтов тефры между различными осадочными колонками, установить ареал распространения тефры и определить вулкан-источник.

В арктических морях тефрохронологический метод до сих пор не применялся, хотя криптотефра была найдена в осадках пролива Фрама, соединяющего Северный Ледовитый и Атлантический океаны [3]. Кроме того, видимые прослои тефры и криптотефра были обнаружены в наземных условиях во многих районах Арктики (например, в Гренландии [4], на о. Шпицберген [5], на Чукотке [6–8]). Эти находки указывают на то, что осадки многих районов Северного Ледовитого океана также могут быть обогащены частицами тефры.

Мы решили впервые оценить возможность применения тефрохронологического метода для морских осадков в Тихоокеанском секторе Арктики, где можно ожидать присутствие тефры как Курило-Камчатского, так и Аляскинско-Алеутского вулканических поясов. Для рекогносцировочных исследований была выбрана голоценовая часть осадочной колонки НЛУ0501-01, взятой в 2005 г. на глубине ~ 1200 м на северо-восточном склоне Чукотского моря [9]. Колонка расположена на расстоянии >1400 км от действовавших в голоцене вулканов и не содержит видимых горизонтов тефры. Сводный разрез состоит из трех перекрывающихся колонок, взятых с помощью мультикорера (МС), триггерного (ТС) и гигантского поршневого (JPC) пробоотборников. Последний обычно пропускает приповерхностные осадки из-за глубокого погружения в мягкие илы. В исследованной колонке такой пропуск оценивается в ~ 110 см для JPC (по сравнению с ТС) и ~ 25 см для ТС (по сравнению с МС).

Пробы были отобраны из верхнего литостратиграфического слоя осадков общей мощностью ~ 3.2 м, состоящего из гомогенного алевритового ила. В наши задачи входило: (1) выделение из проб частиц вулканического стекла; (2) подсчет количества частиц стекла и выделение пиков его содержания в разрезе; (3) химический анализ частиц стекла из главных пиков; (4) сравнение полученных данных с нашей базой данных о составе тефры Курило-Камчатского вулканического пояса и опубликованными аналогичными данными для Аляскинско-Алеутского вулканического пояса.

Обработка проб проводилась по общепринятой методике [10], адаптированной нами с учетом особенностей осадка изучаемой колонки. Работы включали: (1) лиофильное высушивание проб, (2) отбор 0.5 г осадка, (3)

обработка 10% соляной кислотой для удаления карбонатов, (4) обработка 10% гидроксидом натрия для дезинтеграции комочков ила, (5) мокрое ситование для выделения фракций >80 и 25–80 микрон, (6) плотностная сепарация фракции 25–80 микрон с помощью тяжелой жидкости (поливольфрамат натрия) с выделением подфракции 2.3–2.5 г/см³. Часть фракции 2.3–2.5 г/см³, в которую попадает вулканическое стекло, обогащенное кремнекислотой, была помещена в канадский балзам вместе с таблетками, содержащими определенное количество спор *Lycopodium*. Это позволило подсчитать под оптическим микроскопом количество частиц вулканического стекла в 0.5 г каждого образца. Кроме того, было подсчитано количество частиц стекла в неразделенной по плотности фракции >80 микрон.

Наши исследования позволили установить, что голоценовые осадки района содержат обильные частицы вулканического стекла, что позволяет использовать здесь тефрохронологический метод для датирования и корреляции морских отложений. Более того, наличие большого количества вулканического стекла показывает, что этот метод можно использовать и на большем расстоянии от вулканов, где будут выражены тефры только самых сильных извержений.

Вулканическое стекло распределено по разрезу не равномерно. Подсчет частиц стекла фракции 25–80 микрон в последовательных 10-см интервалах показал, что в верхней и нижней частях сводного разреза количество стекла в среднем составляет 5800 частиц в 0.5 г осадка. На этом фоне выделяется пять небольших пиков с содержанием стекла >10000 частиц. В средней же части разреза обнаружено резко повышенное содержание стекла с пиками, в которых его количество превышает 40000 частиц. Для уточнения стратиграфического положения пиков стекла внутри 10-см интервалов мы определили количество стекла в последовательных 2-см пробах из тех 10-см интервалов, где количество стекла превышало 10000 частиц.

Самым интересным результатом проведенных подсчетов оказалось выявление длинного (~60 см) обогащенного стеклом интервала в средней части изученного разреза. Единичные частицы стекла из восьми 2-см образцов, покрывающих весь этот интервал, были проанализированы на электронном микрозонде для определения содержания в них породобразующих и некоторых летучих элементов. Анализы проводились в ГЕОМАРе (Киль, Германия) по протоколу, разработанному М.В. Портнягиным [11]. Представительные стекла затем были проанализированы с помощью метода LA-ICP-MS для определения содержания примесных элементов. Анализы проводились в Университете г. Киль.

Микрозондовый анализ стекла из этого интервала продемонстрировал, что все изученные образцы по составу идентичны голоценовым тефрам кальдеры Аньякчак (Аляска), видимые горизонты которых залегают на север от кальдеры [12]. Стекла тефры в морской колонке обнаруживают тренд по содержанию кремнекислоты от 55 до 77%, перекрываясь со стек-

лами пирокластики кальдеры Аньякчак. Анализ примесных элементов также демонстрирует поразительное сходство удаленных пеплов с породами кальдеры Аньякчак с аналогичным содержанием SiO_2 . Самый крупный пик содержания стекла скорее всего отвечает кальдерообразующему извержению Аньякчак II [13]. Эта находка синхронизирует палеоклиматическую летопись изученной колонки с другими природными архивами, где эта тefра была обнаружена ранее, например, с гренландскими ледовыми кернами, торфяниками северной Аляски и восточной Канады [12, 14, 15]. Самая точная дата для этого извержения, $3590\text{--}3588\pm 11$ лет назад, получена по гренландским ледовым колонкам. Слишком долгое присутствие стекла состава Аньякчака выше по колонке может говорить о последующих извержениях идентичной тefры, на что указывают находки видимого про-слоя такой тefры с возрастом около 3100 лет в торфянике к северу от кальдеры [12].

Наши рекогносцировочные исследования показали принципиальную возможность применения тefхронологического метода в осадках арктических морей, в частности в Тихоокеанском секторе Арктики. Необходимо проведение аналогичных исследований и в других частях Северного Ледовитого океана для выяснения распространения тefры сильнейших извержений. Эти исследования важны не только для палеоокеанологии и морской стратиграфии, но также для вулканологии, поскольку идентификация пеплов вдали от вулканов позволяет картировать ареалы пеплопадов и оценивать магнитуду эксплозивных извержений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 13-05-00346) и российско-германской Лаборатории им. Отто Шмидта. Авторы признательны Дитеру Гарбе-Шенбергу и Марио Тонеру за помощь в проведении аналитических исследований вулканического стекла. Осадочная колонка, использованная для исследования, хранится в охлажденном кернохранилище Центра полярных и климатических исследований им. Бёрда Университета штата Огайо (США).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davies S.M., Abbott P.M., Mearns R.H. et al. A North Atlantic tephrostratigraphical framework for 130–60 ka b2k: new tephra discoveries, marine-based correlations, and future challenges // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 101–121.
2. Davies S.M. Cryptotephra: the revolution in correlation and precision dating // *Journal of Quaternary Science*. 2015. V. 30. P. 114–130.
3. Zamelczyk K, Rasmussen TL, Husum K, et al. Paleooceanographic changes and calcium carbonate dissolution in the central Fram Strait during the last 20 ka // *Quaternary Research*. 2012. V. 78. P. 405–416.
4. Abbott P.M., Davies S.M. Volcanism and the Greenland ice-cores: the tephra record // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 115. P. 173–191.
5. Kekonen T., Moore J., Perämäki P., Martma, T. The Icelandic Laki volcanic tephra

- layer in the Lomonosovfonna ice core, Svalbard // *Polar Research*. 2005. V. 24 (1–2). P. 33–40.
6. Котов А.Н., Рябчун В.К. Криолитологическое строение обнажения «Ледовый обрыв» (Центральная Чукотка) // *Геокриологические исследования*. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1986. С. 114–120.
 7. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: A middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 3538–3543.
 8. van den Bogaard C., Jensen B.J.L., Pearce N.J.G. et al. Volcanic ash layers in Lake El'gygytyn: eight new regionally significant chronostratigraphic markers for western Beringia // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. P. 1041–1062.
 9. Darby D.A., Ortiz J. Polyak L. et al. The role of currents and sea ice in both slowly deposited central Arctic and rapidly deposited Chukchi-Alaskan margin sediments // *Global Planet. Change*. 2009. V. 68. P. 58–72.
 10. Abbott P.M., Davies S.M., Austin W.E.N. et al. Identification of cryptotephra horizons in a North East Atlantic marine record spanning marine isotope stages 4 and 5a (~60,000–82,000 a b2k) // *Quaternary International*. 2011. V. 246. P. 177–189.
 11. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International Journal of Earth Sciences*. 2015. V.104. P. 1459–1482
 12. Kaufman D., Jensen B., Reyes A.V. et al. Late Quaternary tephrostratigraphy, Ahklun Mountains, SW Alaska // *J. Quatern. Sci*. 2012. V. 27. P. 344–359.
 13. Bacon C.R., Neal C.A., Miller T. P. et al. Postglacial eruptive history, geochemistry, and recent seismicity of Aniakchak volcano, Alaska Peninsula (No. 1810). US Geological Survey. 2014.
 14. Pyne-O'Donnell S.D.F., Hughes P.D.M., Froese D.G. et al. High-precision ultra-distal Holocene tephrochronology in North America // *Quaternary Science Review*. 2012. V. 52 (1). P. 6–11.
 15. Coulter S.E., Pilcher J.R., Plunkett G. et al. Holocene tephras highlight complexity of volcanic signals in Greenland ice cores // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. V. 117. D21303.

First marine tephrochronological studies in the Pacific sector of the Arctic demonstrated presence of a large amount of volcanic glass within the Holocene sediments. A major peak of glass was geochemically correlated to tephra from the Aniakchak II caldera (Alaska) with an estimated age of 3590–3588±11 yr. These results suggest that tephra studies can be used for dating and correlating marine sediments in the Arctic.

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

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

**Типизация поверхностного слоя донных осадков Карского
моря на основе кластерного анализа**

**Rusakov V.Yu., Levitan M.A., Kuzhmina T.G.,
Toropchenova E.S., Zhilkina A.V.**

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

**Cluster-analysis typing of surface sea-floor sediments
in the Kara Sea**

Ключевые слова: донные осадки, геохимическая типизация, кластерный анализ,
Карское море

Типизация как осадочных пород так и неконсолидированных морских осадков является основой для реконструкции условий седиментации. Основная цель типизации – выделение разных групп пород и осадков, объединенных общими геохимическими, минералогическими, гранулометрическими и иными признаками, которые отражают различные геологические, климатические, гидрологические и геохимические условия их формирования. Существует большое число подходов к выделению разных типов морских осадков, однако большая их часть основана на использовании небольшого числа данных (переменных), получаемых, как правило, в результате просмотра образцов под микроскопом, а также синтеза результатов изучения минерального и макроэлементного состава. Использование геохимических данных обычно ограничивается небольшим числом химических элементов, наиболее ярко характеризующих химические особенности тех или иных отложений. Использование всего имеющегося в распоряжении исследователей спектра данных связано с трудностью их однозначной интерпретации в силу того, что осадки, как правило, характеризуются не только высоким разнообразием химического состава, но и высокой дисперсностью химических элементов. В этой связи применение математической статистики является весьма полезным. С ее помощью можно анализировать большие массивы данных. Прежде всего это касается данных химического анализа, т.к. их интерпретация, как правило, связана с установлением связей и зависимостей между большим числом переменных. Многомерный статистический анализ может быть эффективно использован в качестве дополнительного метода для изучения различных явлений и подтверждения геологических гипотез. Кроме того,

результаты статистического анализа могут привести к выводам, не вполне очевидным при использовании иных методов исследования [1].

В данной работе применены такие методы многомерного статистического анализа как кластерный и факторный. Они позволяют работать с большими массивами данных, исследовать значительные объемы информации, которые едва ли было бы возможно объективно осмыслить без них. Кластерный анализ проводился на основе предварительного факторного анализа и позволил осуществить разделение многомерной выборки на относительно однородные группы (кластеры), отличающиеся друг от друга, и которые находятся не только в согласии с принятыми классификациями, но и указывают на отношения между переменными. При этом в качестве меры сходства в данной работе использовалось Евклидово расстояние. Подобный метод разделения осадков на отдельные геохимические кластеры был использован авторами работы на примере изучения химического состава (по 28 элементам) колонки морских осадков, отобранной на хребте Гаккеля в Северном Ледовитом океане [2]. Было показано, что использование статистических методов для изучения таких высокодисперсных систем как морские осадки позволяет с высокой степенью достоверности выделять отдельные группы (кластеры) осадков, которые хорошо согласуются с литотипами.

Проведены исследования химического состава верхнего слоя (0–2 см) 15 образцов донных осадков Карского моря с помощью XRF (определено содержание следующих элементов: Si, Al, Ti, Fe, Mn, K, Ca, Mg, Na, P, Cr, S, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As, Pb + LOI) и ICP-MS (определено содержание следующих элементов: Li, Be, Sc, Ga, Ge, As, Se, Zr, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, Sc, Ba, Hf, W, Re, Tl, Bi, Th, U + PЗЭ) методов. Параллельно в тех же образцах были выделены 9 гранулометрических фракций методом водно-механического анализа. В результате математической обработки данных программой 15 образцов были разделены на три кластера (рис. 1). Граница выделения кластеров может варьировать в зависимости от величины дисперсии значений рассматриваемого массива данных и выбирается исследователями исходя из общей структуры дендрограммы.

В нашем случае граница выделения кластера принята чуть меньше 80 усл. ед. Меньшие значения Евклидова расстояния показывают степень сходства между отдельными образцами внутри одного кластера.

Анализ макроэлементов и гранулометрического состава образцов показал, что каждый кластер соответствует определенному литотипу осадка. Так, кластер I объединяет осадки с повышенным содержанием тонкодисперсных глинистых минералов и гидроксидов Fe. Они характеризуются высоким содержанием алюминия, железа и меди (рис. 2). Их состав отражает районы с относительно спокойными гидродинамическими условиями седиментации: центральную часть зоны смешения в маргинальном фильтре и затопленные речные долины сети пра-Енисея.

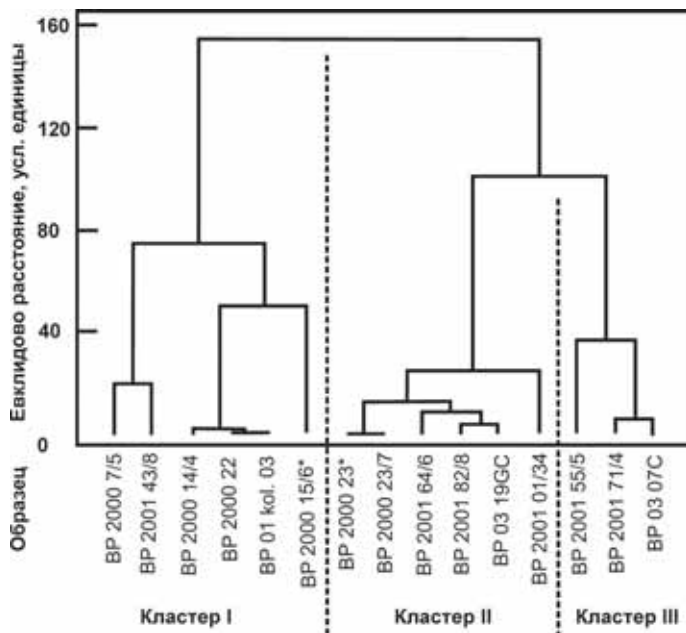


Рисунок 1. Группы поверхностного (0-2 см) донных осадков Карского моря выделены с помощью дендрограммы, построенной по результатам статистической обработки данных химического состава методом кластерного анализа. Пунктирной линией разделены границы между группами (кластерами), звездочкой (*) обозначены слои, по составу являющиеся переходными между группами.

Кластер II объединил пелитово-алевритовые осадки со сравнительно меньшим содержанием гидроксидов Fe. Это наиболее типичные терригенные осадки, распространенные на значительной площади Карского моря. В отдельную группу кластера III были объединены образцы с высоким содержанием песчаной фракции – алевритовые пески и песчанистые алевриты. В этих образцах преобладают обломки кварца. Последние характеризуют районы с более интенсивными придонными течениями или более мелководные районы, где осадки подвержены волновому воздействию.

Сравнительно высокое значение Евклидова расстояния (50 усл. ед.) для образца BP 2000 15/6 обусловлено тем, что в нем обнаружено аномально высокое содержание $\text{Ca} > 4$ мас.%. Причиной такого высокого значения явилось присутствие обломков карбонатных раковин двустворчатых моллюсков, широко распространенных в осадках Карского моря. Однако,

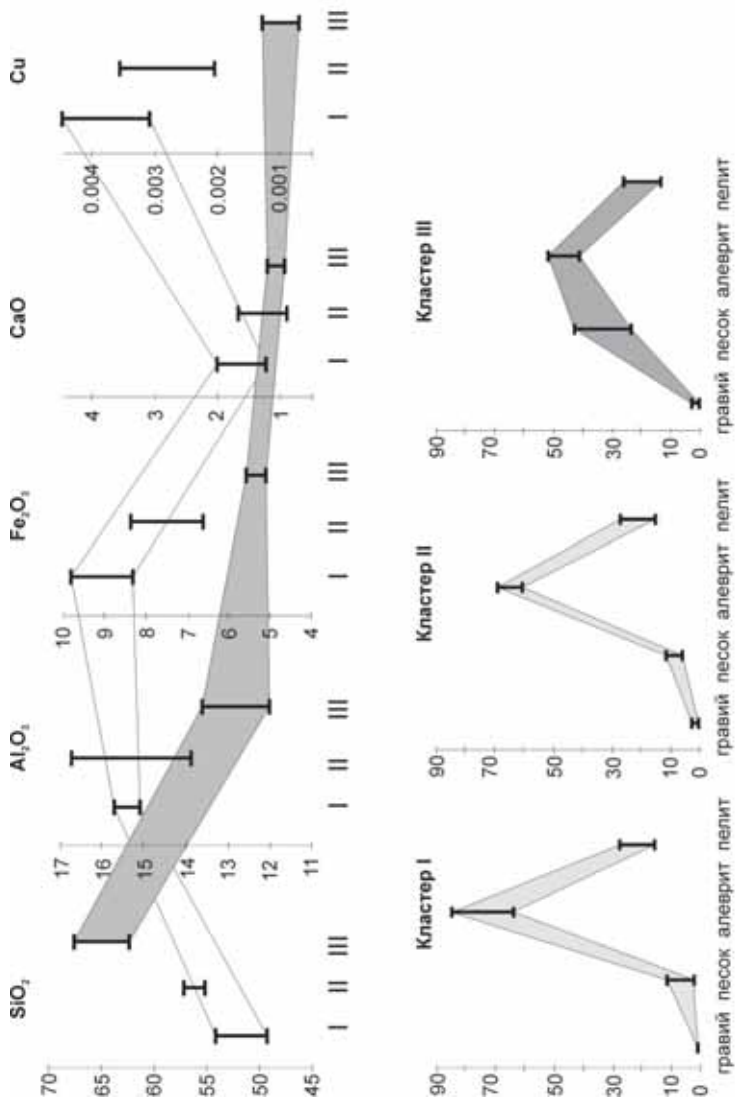


Рисунок 2. Вверху показаны диапазоны значений макроэлементов и меди для трех разных кластеров поверхностных осадков Карского моря, внизу для тех же кластеров показаны диапазоны значений гранулометрических фракций. Все данные приведены в мас. %.

несмотря на существенное отклонение в содержании одного значимого химического элемента, программа позволила отнести образец к кластеру I (рис. 1). Иными словами, аномальное отклонение одного из показателей не влияет на результаты статистического анализа, оперирующего всей совокупностью большого числа переменных.

Результаты наших исследований подтвердили, что методы математической статистики могут быть применены для типизации осадков, расположенных как в глубоководных районах Северного Ледовитого океана, так и на шельфе Арктики. Более того, результаты кластерного анализа химического состава хорошо согласуются с литотипами осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дэвис Дж.С. Статистический анализ в геологии. М.: Недра, 1990. 319 с.
2. Русаков В.Ю. Кузьмина Т.Г., Рощина И.А. Использование статистических методов для изучения химического состава океанических осадков (на примере глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля), часть II // Геохимия. 2012. № 9. С. 848–859.

It was carried out the cluster-analysis of broad spectrum of chemical elements from surface bottom sediments (0-2 cm) of the KaraSea. The chemical data were obtained with the help of XRF and ICP-MS methods. As a result, we divided the samples on three types (clusters). Cluster I – high-iron aluminosilicate clayey silt, cluster II – aluminosilicate clayey silt, and cluster III – silicate silty sand.

Рыбалко А.Е.^{1,2}, Субетто Д.А.³, Токарев М.Ю.⁴

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: alek-rybalko@yandex.ru; ²ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга", г. Санкт-Петербург; ³Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск; ⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова)

Морской и озерный этапы развития Великих озер Европы (по данным сейсмоакустических исследований)

Rybalko A.E.^{1,2}, Subetto D.A.³, Tokarev M.Ju.⁴

(¹St.-Petersburg state University, St. Petersburg; ²I.S Gramberg VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; ³Institute on Northern Water Problems of Karelian RC RAS, Petrozavodsk; ⁴M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Marine and lake stages of development of the European Great Lakes (by data of seismicacoustic profiling)

Ключевые слова: осадочное вещество, эоловый перенос, ледовый перенос, снег, Белое море

Крупнейшие озера Восточной Европы – Ладожское и Онежское, как и Белое и Балтийское моря приурочены к крупным депрессиям по периферии Балтийского кристаллического щита. Происхождение этих депрессий связано, по мнению большинства исследователей, с деятельностью Скандинавского покровного ледникового щита. Активные лопастиледника при переходе с твердых кристаллических пород на мягкие осадочные образования Русской платформы обусловили формированиекрупных депрессий по периферии обнаженного кристаллического фундамента.Дальнейшее развитие рассматриваемых акваторий связано с деградацией покровного позднечетвертичного ледника, в краевых частях которого возникли огромные приледниковые озерные бассейны, в которые разгружались талые воды ледников, содержащие разнородный по размеру обломочный материал. Начало развитияэтих бассейнов началось около 13–14 тыс.л.т.н. и продолжалось до 12–11 тыс.л.т.н., когда в результате спуска первых приледниковых бассейнов на 10–12 м сформировался прообраз современного Балтийского моря – Балтийское ледниковое озеро. Частью его являлась акватория современного Ладожского озера. Именно с этим этапом развития как крупных озер, так и внутренних морских бассейнов связано наиболее массовое поступление обломочного материала, что во многом снивелировало неровности ледникового рельефа.

Большой объем палеогеографической информации о позднеледниковом-постледниковом этапах развития Ладожского озера был получен по данным изучения береговых разрезов, бурения близпериферийных мелких озер, а также изучения биостратиграфической информации помелким (до 1 м)

грунтовым трубкам. Только в 1974 г. ВСЕГЕИ совместно с ИНОЗ АН СССР провели грунтовой пробоотбор с использованием тяжелых гравитационных трубок длиной до 5 м. Результаты этих исследований были использованы как в обобщающих монографиях, так и в специальных работах [Субетто Д.А. и др., Делюсина И.Н.].

Огромный пласт информации был получен в результате сейсмоакустических исследований, проведенных ВСЕГЕИ в начале 90-х годов. Впервые были получены сведения о распространении моренных образований, а также о блоковых движениях в северной части озера [Спиридонов, Амантов, 1995].

Новый этап сейсмоакустических исследований был предпринят в 2014 г. при участии трех организаций (Санкт-Петербургский университет, Институт наук о Земле; Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, Институт водных проблем Карельского НЦ РАН).

Для проведения работ использовался следующий комплект оборудования: накопитель энергии CSP-P Applied Acoustic с рабочим напряжением 2500–4000V и мощностью 50–350J; электродинамический источник энергии типа «Бумер» с центральной частотой 2000 Гц; регистрирующая станция Spectrageo на базе 14-ти разрядного АЦП e440, с эффективной разрядностью 13,3 бита и максимальной частотой преобразования 400кГц; сейсмическая аналоговая шестнадцатиканальная коса с шагом 2 м между приемниками; сбор данных сейсморазведки проводился в программном пакете Multichan в формате SEG-Y. Подобный комплект аппаратуры впервые использовался в Ладожском озере. Сеть пройденных профилей показана на рис. 1 и включала три блока наблюдений: продольный региональный профиль от Волховской губы до Соловецкого архипелага, площадное профилирование в северной части озера и специализированные работы к северу от острова Коневец для оценки геологического положения скважин, пройденных российско-германской экспедицией, которая состоялась в 2012 г.

На продольном сейсмоакустическом профиле были получены высоко разрешающие записи, позволяющие проследить изменение структуры покрова четвертичных отложений от спокойного залегания тонкого слоя ледниково-озерных глин на вендских глинистых породах практически при отсутствии слоя современных осадков до мощного и сложно построенного чехла рыхлых отложений на кристаллическом субстрате с локальным развитием отложений ледникового и ледниково-водного генезиса. Были зафиксированы гряды моренных отложений, чередующиеся с мощными ваннами, выполненными ледниково-озерными (преимущественно ленточными) глинами. Мощность осадков в них местами превышает 20–25 м.

В северной части озера, между Валаамским архипелагом и фиардовым берегом, был подробно охарактеризован структурный рельеф, сформированный грядами кристаллических островов со сложно построенным чехлом ледниково-озерных осадков, перекрывающих коренные породы с пологой

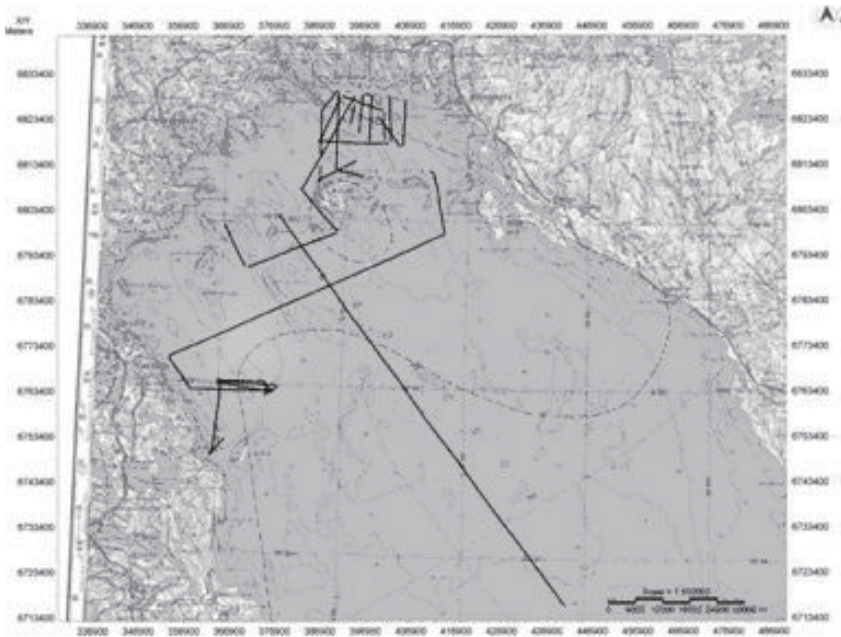


Рисунок 1. Схема положения профилей в Ладожском озере в 2014 г.

стороны этих гряд и практически обнаженными скальными образованиями со стороны крутых.

Между грядами располагаются обширные, но все же ограниченные в размере, депрессии, выполненные современными нефелоидными озерными отложениями. Характерно очень незначительное развитие здесь типичных моренных отложений, отличающихся неоднородной хаотичной записью из-за обилия коротких разно ориентированных рефлекторов. Донные осадки полифациальны: от пелитов до валунно-галечных отложений. Распределение их крайне неравномерно. Одним из важных выводов, сделанных по результатам сейсмопрофилирования, было выявление свежих разрывных дислокаций, которые образовались в голоценовое и даже позднеголоценовое время и во многом определили особенности современного рельефа и мозаичный характер распределения позднеледниковой толщи осадков.

Профилирование в желобе, простирающемся вдоль западного берега Ладожского озера между Приозерском и островом Коневец, позволило выявить как наличие голоценовых геодинамических движений, что подтверждается впервые выделенными поп-марками, так и сложно построенный разрез надледниковых отложений. Здесь установлено последовательное залегание (сверху вниз) озерных голоценовых, ледниково-озерных верхнеплейстоценовых и подстилающей их во впадинах толщи неустановленных

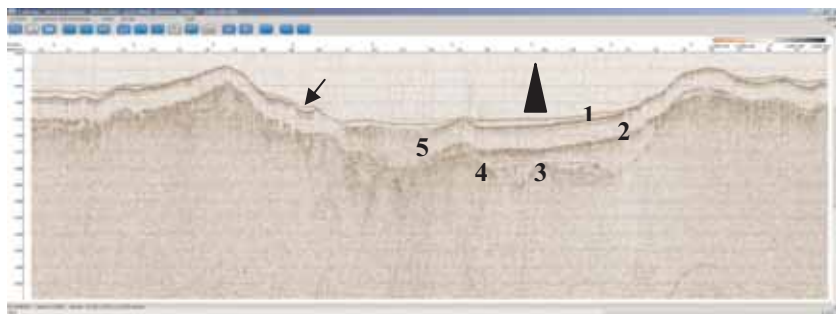


Рисунок 2. Геологический разрез в районе буровой скважины (треугольник)
 Цифрами показано: 1 – озерные голоценовые илы, 2 – ледниково-озерные неоплейстоценовые ленточные глины, 3 – флювиогляциальные (?) верхнеплейстоценовые супесчаные отложения, 4 – моренные отложения осташковского оледенения, 5 – выделения газов. Стрелкой показаны зоны предполагаемого гравитационного перемещения донных осадков.

осадков существенно песчанистого состава (судя по «рассеянному» характеру записи) мощностью около 5–8 м. Все эти осадки залегают в неровностях «акустического фундамента», который, скорее всего, представлен моренными отложениями (рис. 2).

Проведенные сейсмоакустические исследования в Ладожском озере позволили более четко проследить распространение краевых ледниковых образований и существенно уточнить сведения об их морфологии, выявить зоны накопления ледниково-озерных и озерных отложений аномальной мощности и доказать наличие молодых геодинамических движений в северной котловине. Впервые были установлены признаки наличия рифейских песчаников в котловине озера по характерной слоистой картине. В методическом плане использование в качестве источника акустических сигналов «буммера» позволило более детально, чем это было ранее, рассчитать толщину четвертичных отложений и получить достоверные данные о строении южной части Ладожского озера.

Работы были проведены при поддержке гранта Санкт-Петербургского университета

Seismoacoustic work with source "bummer" was first held in Lake Ladoga in 2014. Seismoacoustic investigation conducted in Lake Ladoga allowed more clearly trace the spread of marginal glacial formations and substantially clarify information about their morphology, to identify areas of accumulation of glacial-lacustrine and lacustrine deposits of abnormal thickness and prove the existence of young geodynamic movements in the northern basin.

**Талденкова Е.Е.¹, Николаев С.Д.¹, Гусев Е.А.²,
Рекант П.В.³, Степанова А.Ю.⁴, Чистякова Н.О.¹,
Новихина Е.С.², Пяткова М.Н.²**

(¹МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, ctaldenkova@mail.ru; ²ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; ³ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; ⁴A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США)

История осадконакопления в восточной части хребта Менделеева в плейстоцене: первые данные комплексного изучения колонки КД12-03-10С

**Taldenkova E.E.¹, Nikolaev S.D.¹, Gusev E.A.², Rekant P.V.³,
Stepanova A.Yu.⁴, Chistyakova N.O.¹, Novikhina E.S.²,
Pyatkova M.N.²**

(¹Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow; ²Gramberg VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg, ³VSEGEI, St.Peterburg, ⁴Texas A&M University, College Station, USA)

Pleistocene sedimentation history of the eastern Mendeleev Ridge: first results of the multiproxy investigation of core KD12-03-10C

Ключевые слова: хребт Менделеева, плейстоцен, материал ледового и айсбергового разноса, планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды, изотопный состав карбоната планктонных фораминифер

Колонка КД-12-03-10С, полученная в 2012 г. в ходе рейса ледокола «Капитан Драницын» в привершинной части хребта Менделеева на глубине 2200 м (79°27,75' с.ш. и 171°55,08' з.д.), исследована комплексом литологических, микрофаунистических и изотопных методов с целью предварительного стратиграфического подразделения осадочного разреза и реконструкции общих черт палеогеографического развития региона. Интервал опробования разреза общей мощностью 575 см составил 10 см, верхние 30 см исследованы непрерывно. Комплекс использованных методов включал определение весового процентного содержания фракции >63 мкм, подсчет и определение петрографического состава крупнозернистых обломков пород и минералов из фракции >500 мкм, таксономические определения планктонных и бентосных фораминифер и остракод из фракции >125 мкм, определение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ состава карбоната планктонных фораминифер Neogloboquadrinarapachydermasin.

На основе проведенного комплекса исследований и сравнения полученных результатов с опубликованными данными по детально

исследованным колонкам Северного Ледовитого океана с хорошим возрастным контролем [1–7] предпринята попытка предварительного стратиграфического расчленения осадков колонки, которое указывает на весьма древний возраст основания осадков, вероятно, существенно древнее морской изотопно-кислородной стадии МИС 16. Выявлены различные этапы в палеогеографическом развитии района, обусловленные климатическими изменениями, ростом и таянием континентальных ледовых покровов, изменением размеров морского ледового покрова, влиянием водных масс Тихого и Атлантического океана.

Осадки колонки представлены, в основном, слоистыми алевропелитами с чередованием более коричневых и более серых слоев. При описании были выделены два розовых прослоя, обогащенных доломитами, на глубинах 75–80 см и 130–135 см. Проведенное нами литологическое изучение позволило выделить еще два прослоя, обогащенных терригенными карбонатными обломками, на глубинах 170–180 см и 220–230 см. По совокупности данных о количестве и составе крупнозернистого терригенного материала разрез колонки КД12-03-10С можно подразделить на 3 основных интервала: 1) нижний (480–575 см) характеризует доледниковые условия с сезонным ледовым покровом и отсутствием айсбергового материала; 2) средний интервал (330–480 см) соответствует периоду активного поступления материала ледового разноса из Евразийских морей с Трансполярным дрейфом и началу развития айсбергового разноса из Амеразийского сектора Арктики, которое знаменуется появлением карбонатов, предположительно, начиная с МИС 16; 3) верхний интервал (0–330 см), соответствующий периоду развития мощных ледовых покровов на периферии Арктического бассейна и активному привносу материала айсбергового разноса в периоды роста и разрушения ледников, преимущественно из Амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта. Помимо ледниково-климатической цикличности, не исключено заметное влияние турбидитных потоков и поступление определенного количества эдафогенного материала.

Удивительной особенностью колонки КД12-03-10С является тот факт, что планктонные фораминиферы присутствуют во всех исследованных образцах по всему разрезу. Количество их неравномерно, есть выраженные пики и минимумы содержания. В целом, содержание планктонных фораминифер, равно как и прочих карбонатных микрофоссилий, невелико в нижней части разреза глубже 320 см. Похожее распределение карбонатных микрофоссилий, а именно уменьшение их количества в более древних слоях, наблюдалось в других колонках, вскрывших осадки среднеплейстоценового и более древнего возраста, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова за счет более продолжительного и сильного влияния тихоокеанских вод [2]. Выделено 5

пиков содержания планктонных фораминифер, из них наиболее выражены три (10–40 см, 70–90 см и 240–310 см), когда численность раковин достигала 20 и более тысяч на 1 г осадка. Два пика с центрами около 110 и 140 см существенно меньше как по численности, так и по продолжительности. Два наиболее выраженных пика, самый верхний (10–40 см) и самый нижний (240–310 см) совпадают с периодами пониженной численности крупнозернистого терригенного материала (который мы полагаем, в основном, имеет ледовое и айсберговое происхождение), что позволяет предположить их одновозрастность межледниковьям. Три более мелких пика приурочены к периодам повышенного содержания крупнозернистого материала, по всей видимости, совпадающими с эпохами дегляциаций. Как и планктонные фораминиферы, бентосные фораминиферы присутствуют по всему разрезу, но крайне неравномерно. Их количество на 2 порядка ниже, чем содержание планктонных фораминифер, и такое соотношение планктона и бентоса, в целом, свидетельствует о низкой продуктивности арктических вод [2]. Численность остракод еще на порядок ниже, чем численность бентосных фораминифер, она резко падает ниже 320 см. В интервалах разреза 355–400 см и 415–515 см они не встречены. В верхних 2-х метрах разреза остракоды образуют 6 пиков численности, чаще приуроченных к интервалам пониженного содержания крупнозернистого материала.

По совокупности аналитических данных осадочный разрез подразделен на следующие стратиграфические интервалы, отражающие различные условия палеосреды (снизу вверх):

- 480–575 см – доледниковые условия с сезонным ледовым покровом и полным отсутствием айсбергового материала; низкое содержание остатков микрофоссилий в результате повышенной продуктивности и усиленного притока тихоокеанских вод.

- 310–480 см – активное поступление материала ледового разноса из евразийских морей с Трансполярным дрейфом и начало привноса материала айсбергового разноса из амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта, которое знаменуется появлением карбонатов, предположительно, начиная с МИС 16 (первый пик терригенного материала на глубине 425–442 см); низкое содержание остатков микрофоссилий в результате повышенной продуктивности и усиленного притока тихоокеанских вод; предполагаемый возраст МИС 12–16.

- 240–310 см – межледниковье МИС 11 - пониженное содержание материала ледового и айсбергового разноса; пики численности и высокое видовое разнообразие планктонных и бентосных микрофоссилий; доминирование субполярного вида планктонных фораминифер *Turborotalitaegelida* наличие агглютинированных фораминифер рода *Cyclammina*.

- 190–240 см – карбонаты впервые становятся доминирующей

составляющей в материале ледового и айсбергового разноса; низкая численность и видовое разнообразие микрофоссилий; совместное попеременное доминирование *T. egelida* и полярного вида *Neogloboquadrinapachydermasin.* среди планктонных фораминифер; наличие агглютинированных фораминифер рода *Cyclammina*; предполагаемый возраст МИС 8–10.

- 130–190 см – доминирование карбонатов при высоком содержании материала ледового и айсбергового разноса; наличие розового прослоя 1 (170–180 см); высокие численность и разнообразие микрофоссилий; существенные изменения в составе микрофауны – исчезновение *T. egelida/quinqueloba* и *Cyclammina*, доминирование *N. pachydermasin.* среди планктонных фораминифер и миллиолид среди бентосных, появление *Oridorsalister*, присутствие стратиграфически индикаторного вида *Pulleniabulloides*; предполагаемый возраст МИС 7/8 и 7.

- 85–130 см – резкое падение содержания карбонатов и преобладание кварца среди материала ледового и айсбергового разноса в интервале 110–130 см с последующей сменой доминантов и максимальным (до 60–70%) содержанием карбонатов в интервале 85–110 см; невысокая численность и разнообразие микрофоссилий; преобладание *N. pachydermasin.* среди планктонных фораминифер, *O. tener* среди бентосных фораминифер и *Polycopse* среди остракод свидетельствуют о достаточно мощном ледовом покрове и низкой продуктивности, в том числе и за счет поступления большого количества талых вод и высокой мутности; предполагаемый возраст МИС 6 и МИС 5/6.

- 60–85 см – высокое содержание карбонатов; высокая численность и разнообразие микрофоссилий; преобладание *N. pachydermasin.* среди планктонных фораминифер, *Cibicideswuelkerstorfi* среди бентосных фораминифер и различных видов рода *Cytheropteron* среди остракод указывает на улучшение условий окружающей среды и увеличение продуктивности вод за счет уменьшения ледового покрова; предполагаемый возраст МИС 5.

- 40–60 см – резкое падение численности и разнообразия микрофоссилий позволяет предположить возраст МИС 4.

- 0–40 см – резкое возрастание содержания кварца на глубине 15–30 см может быть отражением события опреснения и сброса вод подпруженных озер на севере Евразии начала МИС 3; очень высокий максимум содержания всех микрофоссилий в этом интервале, превышающий таковой для межледниковий МИС 11 и МИС 5, может быть «артефактом» низких скоростей седиментации; видовой состав микрофауны современного облика, наличие индикаторного вида *Henryhowellaasperrima* среди остракод; предполагаемый возраст МИС 1-3.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2004. V. 203. P. 73–93.
2. Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic Ocean based on foraminifera // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 145–156.
3. Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography.* 2008. V. 23. PAIS18, doi:10.1029/2007PA001484.
4. Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 157–167.
5. Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // *Marine Micropal.* 2014. V. 111. P. 118–133.
6. Adler R.E., Polyak L., Crawford K.A. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // *Glob. Planet. Change.* 2009. V. 68. P. 18–29.
7. Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University. 2011.

The first results of the stratigraphical subdivision of core KD12-03-10C from the eastern Mendeleev Ridge (2200 m water depth) are based on the multiproxy analysis of its 575 cm thick sediment sequence including lithology (IRD), microfauna (planktic and benthic foraminifers, ostracods) and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) composition of planktic foraminifers. Eight IRD peaks in the upper 450 cm and the underlying 125 cm thick IRD-free layer imply the age of the core sequence exceeds MIS16. Another stratigraphically important horizon occurs in the depth range of 240–310 cm. It contains an extremely abundant assemblage of planktic foraminifers strongly dominated by a subpolar species *Turborotalita egelida* pointing to the climate warming and reduction in sea-ice cover extent during MIS11 interglacial. Findings of several index species among benthic foraminifers and ostracods, variability in the total abundance of planktics and benthics along with the changes in stable isotope composition of planktic species *Neogloboquadrinapachydermasin.* allow to further stratigraphically subdivide the sequence.

Тарасов Г.А., Мещеряков Н.И.

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

Ледовый режим и процессы осадкообразования в заливах Шпицбергена

Tarasov G.A., Mescheriakov N.I.

(Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS)

Ice conditions and sedimentation processes in Spitsbergen bays

Ключевые слова: ледовая седиментация, Арктика, Шпицберген, осадочное вещество

Введение. Исследования, направленные на понимание процессов осадкообразования в высокоширотных районах Арктики в зимний период, остаются важной составляющей морской седиментологии. Большой интерес в этой области вызывает влияние ледового фактора на осадочные процессы. Механическая ледниковая обработка твердых горных пород на арктических архипелагах приводит к разрушению и образованию мелких терригенных частиц, а сбрасываемые от ледников в море айсберги и обломки льда разной величины являются главными транспортерами обломочного терригенного материала в морские просторы. Из литературы известно [1–3], что ледниковый седиментогенез преобладал в течение всего плейстоцен-голоцена в приарктических широтах. Одновременно все больший интерес привлекают к себе явления и процессы, связанные с формированием сезонного ледяного покрова и его влиянием на ход современного осадкообразования.

Настоящее исследование направленно на решение части фундаментальной научной проблемы, связанной с развитием представлений о ледовоседиментационных процессах, протекающих в фиордах и заливах Западного Шпицбергена.

Район работ. Исследования проводились в марте-апреле 2015 г. в заливе Грен-фьорд (рис. 1). Лед – один из природных агентов, осуществляющий транспортировку терригенных осадков в регионе. Существенное влияние на ледовую обстановку в заливе оказывают океанологический и атмосферный режимы. Начало формирования льда в заливе Грен-фьорд сильно колеблется от года в год, однако можно сказать, что устойчивое формирование припая приходится на вторую половину декабря по январь включительно. Сам ледяной покров начинает формироваться преимущественно в марте-апреле, начиная с кутовой части, постепенно сковывая ледяным покровом большую площадь залива. Ледяной покров обычно держится до конца весны (середины мая). Толщина льда не превышает 60 см [4]. Бывают годы, когда ледовые условия могут не соответствовать данному описа-

нию. Периодически залив Грен-фьорд может полностью покрываться ледяным покровом. Помимо этого известны неоднократные случаи, когда в течение года припай и ледяной покров не формировались совсем, например, в 2014 г. На становление и рост припая огромное влияние оказывает адвекция атлантических вод в залив.

Методы исследования. С целью определения содержания терригенных включений в ледяном покрове и припайных льдах нами отобраны пробы льда. С использованием цилиндрического ледового бура диаметром 10 см с мотоблоком «Magnus» были получены колонки льда. В дальнейшем ледовый керн подвергался тщательной лабораторной обработке, подсчитывалось количество терригенного материала по всей длине. Затем пробы льда растапливались, а после фильтрования просушенные образцы терригенного материала подвергались гранулометрическому анализу.

Результаты исследования. В период проведения экспедиционных работ берега были скованы ледовым припаем, мощность которого достигала до 1 м. Припай имел вид абразионных «карнизов» шириной до 5–6 м, нависающих над берегом при отливе. Во время сизигийного прилива уровень моря поднимался до поверхности берегового припая. В целом береговой припай представлял собой ледовое тело, состоящее из соединенных между собой привнесённых кусков льда различной формы и размеров. По предварительным подсчетам на 250 м побережья исследуемого района приходилось порядка 90 привнесённых льдин. Площадь поверхности льдин варьировалась от 1800 см² до 25000 см², а объём ледовых массивов колебался от 4000 см³ до 120000 см³. Наблюдением отмечено, что в ледяных глыбах содержатся терригенные включения, в которых четко просматривается слоистое строение, а поверхность и придонная часть льдин особенно сильно насыщены минеральным веществом от тончайших частиц до обломков пород галечного размера. Так, на одном из льдин была получена колонка со слоистой текстурой мощностью 60 см с неравномерным содержанием терригенных включений (табл. 1).

В структуре керна выделено 6 слоёв, которые отличаются друг от друга мощностью и цветом. Терригенные включения наиболее насыщенных горизонтов (1 и 6) подвергались гранулометрическому анализу.

На восточном побережье залива Грэн-фьорд в районе биогеостанции ММБИ производился отбор проб колонок льда. Полученные колонки (2, 3) насыщены терригенным материалом в основном в нижней части (рис. 2). Здесь визуально выделяется наиболее замутнённый слой в интервале 40–48 см в керне 2 и 30–40 см в керне 3. Масса терригенных включений в колонке 2 составляла 42.359 г и в колонке 3 – 42.106 г. соответственно.

В заливе Грэн-фьорд в период работ неоднократно наблюдались дрейфующие льдины. С одной из таких льдин (170x140x110 см, мощность 33 см, площадь 7000 см², объём 231000 см³) производился отбор колонки льда. В полученном керне 4 содержание терригенного материала составля-

ло 28.608 г, основная доля которого (27.917 г) находилась в придонной части ледового массива (табл. 2).

Обсуждение. В известной мере [4] включение терригенного материала в структуру припайных льдов залива Грён-фьорд происходит в течение всего ледостава, но начинается с подошвы припая. На поверхность припая обломочный материал поступает в результате действия прибоя и волнового всплеска, а в донную часть припая – за счет примерзания льда на дно. Во время отлива лед оседает на грунт. В период прилива лед вместе с вмёрзшим рыхлым материалом всплывает на поверхность. В дальнейшем продолжается нарастание кристаллического льда. Поскольку процессы нарастания льда и приливно-отливные колебания уровня воды повторяются периодически, то морской лед приобретает слоистую текстуру.

В дальнейшем в зависимости от гидрометеорологических явлений в регионе ледяной покров под влиянием приливно-отливных колебаний уровня моря откалывается от припая и под влиянием ветровых и приливно-отливных течений выносится в акваторию залива. Таким образом лед свободно перемещается по заливу, при этом припайный лед с включением осадочного вещества в ходе сокращения и таяния постепенно теряет содержащийся песчано-галечный материал. При боковых ветрах обломок припая может прибывать к противоположному берегу, где, примерзая к припаю, формирует многослойный ледовый массив. Со временем в результате абляции ледяная глыба перестает существовать, и весь содержащийся в массе льда осадочный материал поступает на дно залива.

Выводы. В поступлении и перераспределении осадочного вещества в залив Грён-фьорд в зимний период ледовый фактор играет важнейшую роль. Терригенный материал в основном содержится в береговом припае. В силу своих небольших размеров обломки льда в результате абляции способны оставлять основное количество своих терригенных включений в пределах залива Грён-фьорд. По нашим подсчётам в 1 м^3 может содержаться до 10 кг осадочное вещество. Под действием ветра обломки припая способны прибывать к различным участкам противоположного берега и оседать на мель в литоральных зонах залива. В таких случаях при абляции ледового массива вся его терригенная составляющая остается на месте.

В поступлении осадочного материала в залив основную роль играет привнесенный лёд. Вследствие свободного сообщения залива Грён-фьорд с Ис-фьордом и Гренландским морем акватория залива Грён-фьорд подвергается регулярной инвазии многолетних льдов, привнесенных сюда из моря. Количество терригенного материала в структуре таких льдов может достигать 50 кг/м^3 . Таким образом, в период работ только на литорали восточного берега залива от Биогеостанции до м. Финносет дислоцировалось около 53 м^3 привнесенного льда, что соответствует более 2.5 т привнесенного терригенного материала.

Таблица 1. Структура ледовой колонки 1.

Колонка льда	Слой	Интервал колонок, см	Терригенный материал, г	Общая масса, г
	1	0-11	161,642	245,393
	2	11-16	0,229	
	3	16-36	0,038	
	4	36-44	0,495	
	5	44-51	3,329	
	6	51-60	79,662	

Таблица 2. Общее содержание терригенного материала в ледовом керне 4.

Колонка	Объём керна, см ³	Масса терригенного материала в колонке, г	Масса терригенного материала в глыбе льда, кг	Соотношение	
				см ³ /кг	м ³ /кг
1. Лёд на литорали	4712	245,42	58,43	1/52,08	52,08
2. Припай	5026	42,36		1/8,42	8,42
3. Припай	4712	42,1		1/8,93	8,93
4. Дрейф. лёд	2592	28,61	2,4	1/10,04	10,04

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврушин Ю.А. Литология и полезные ископаемые. 1968. № 3. С. 58–63.
2. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
3. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
4. Тарасов Г.А. Современное ледовое и ледниково-морское осадконакопление в условиях Западного Шпицбергена // Арктика и Антарктика. Вып. 3 (37). М.: Наука, 2004. С. 50–55.

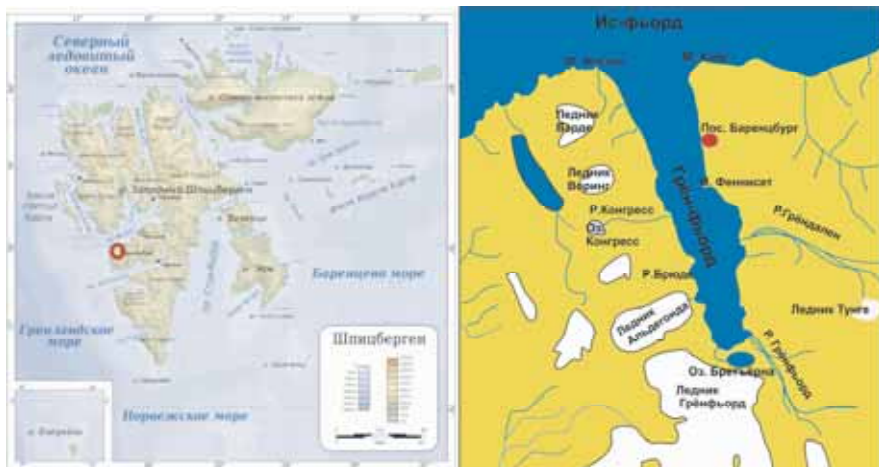


Рисунок 1. Район работ

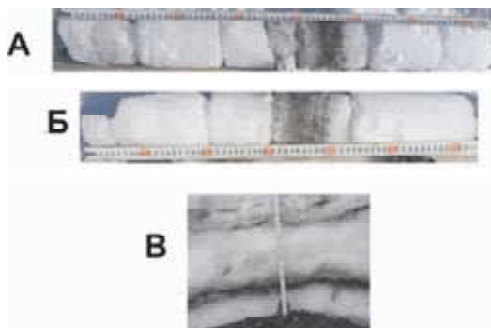


Рисунок 2. А – колонка 2; Б – колонка 3; В – ледовый припай в районе Биогеостанции ММБИ.

Sampling of ice columns was carried out on the east coast of the Green fjord near MMBI's Biogeostation. These columns are rich with terrigenous material mostly in the bottom. The most turbid layer visually stands out in the range of 30–48 cm. The mass of terrigenous inclusions in ice columns (cores) was about 42.3 g. According to our estimates 1 m³ of ice block can contain up to 10 kg of sedimentary material.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

Эксплозивный вулканизм и геодинамика литосферных плит Приантарктической Атлантики (Антарктика)

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

Explosive volcanism and geodynamic reconstruction problems of the Nearantarctic Atlantic (Antarctica)

Ключевые слова: геодинамика, литосферные плиты, пирокластика, эксплозии, ареалы пеплопадов, рифт, спрединг, субдукция.

Приантарктической Атлантикой (ПА) мы называем сегмент Южной Атлантики, расположенный между Фольклендско-Агульским трансформным разломом и Антарктидой (рис. 1). На западе он сообщается через пролив Дрейка с Тихим океаном, а на востоке имеет широко открытую границу по 20° в.д. с Индийским океаном. Это один из наиболее древних сегментов Атлантического океана, возникший в позднем мезозое при распаде Гондваны и последующим спрединге океанических хребтов Африкано-Антарктического, Американско-Антарктического и Срединно-Атлантического (САХ). Изначально при спрединге этих хребтов из Юго-Западной Гондваны обособились 3 главные литосферные плиты: Антарктическая, Африканская и Южно-Американская. Спрединговая модель ПА в позднем олигоцене-неогене была значительно осложнена вторжением тихоокеанской плиты Феникс, из которой образовалась плита Скоша (Сколия). В результате тектонических движений плит был разрушен межконтинентальный мост между Южной Америкой и Антарктидой и образовалось море Скоша с рядом рифтовых зон, островных дуг с зонами субдукции и реликтами микроконтинентов.

Возникновение и развитие ПА постоянно сопровождалось эксплозивным вулканизмом, пирокластическим материалом которого широко разносился и хорошо сохранился в осадках разных регионов ПА.

Целью нашей работы было обобщение данных о пирокластике в осадочной толще и использование ее при решении проблематичных вопросов о происхождении, геодинамике литосферных плит и геологической истории региона.

Основными материалами для работы послужили описания керна глубоководных скважин DSDP и ODP (тома 25, 36, 39, 40, 71, 113, 114, 177, 178), из которых были сделаны выборки о прослоях и рассеянной пирокластике в осадочном чехле. Составлены тefрограммы стратиграфического и площадного распределения пирокластике в разных районах ПА (рис. 2). Выде-

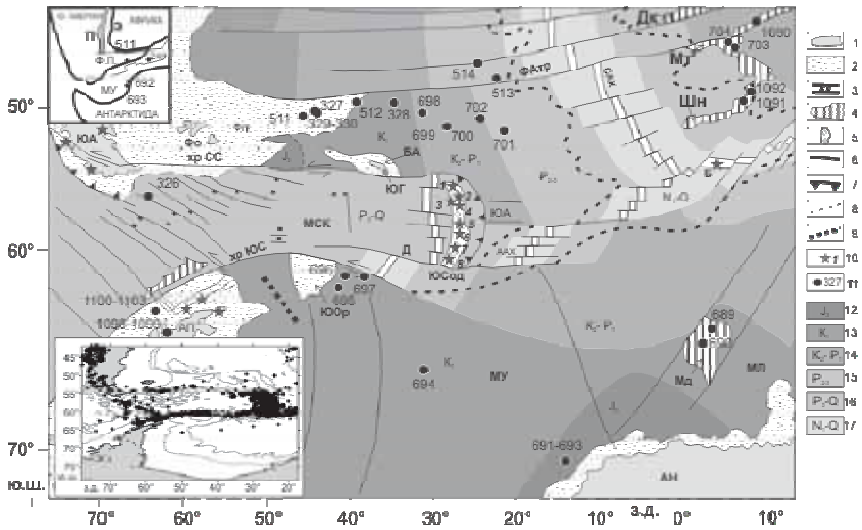


Рисунок 1. Тектоническая схема по [1] с изменениями. На вставке внизу – карта эпицентров землетрясений, зафиксированных в 1914-2014 гг. по [Inter.Seism.]. Вставка сверху – палеосхема расположения континентов и зарождающейся ПА. 1 – части континентов: ЮА – Южной Америки, АН – Антарктиды, АП – Антарктического полуострова; 2 – области развития континентальной коры в пределах океана; микроконтиненты: БАБерд-Айлед, БОр – Южно-Оркнейский; 3 – срединговые зоны с четко выраженной рифтовой долиной; 4 – внутриплитные поднятия: Дк – Дискавери, Мт – Метеор, Шн – Шона, Мд – Мод; 5 – островные дуги: ЮСод – Южно-Сандвичева, Д – Дискавери; 6 – разломы: ФАТР – Фольклендско-Агульяский трансформный разлом; 7 – зоны субдукции: ЮА – Южно-Антильская; 8 – границы срединговых хребтов: САХ – Срединно-Атлантического, ААХ – Америко-Антарктического; 9 – оси отмерших зон срединга; 10 – некоторые действующие вулканы по [2]; 11 – скважины глубоководного бурения; 12–17 – разновозрастные сегменты: моря (МСК – Скоша, МУ – Уэдделла, МЛ – Лазарева), хребты (хрСС – Скоша Северный, хрСЮ – Скоша Южный), ФП – Фольклендское плато, Фо – Фольклендские острова, ЮГ – остров Южная Георгия, Б – о. Буве. Вулк. провинции (П – Парана, Э – Этендека).

лены ее типы и проведена привязка к вулканическим источникам. Сейчас и в неогене наиболее крупным ее поставщиком были вулканы Южных Сандвичевых островов Южной Антильской дуги.

В позднем олигоцене и раннем миоцене таким поставщиком были вулканы отмершей дуги Дискавери. Об этом свидетельствует наличие большого количества прослоев островодужной пирокластике в неогеновых осадках на ЮВ окраине Фольклендского плато, на западном фланге САХ, на Южно-Оркнейском микроконтиненте и хребте Южный Скоша. В олигоцене рассеянная пирокластика распространялась до центральной части моря Уэдделла (скв. 694), поднятий Мод, Метеор и Шона, что является свидетельством сближенности названных структур в то время. Об этом же свидетельствует наличие прослоев и рассеянной пирокластике в осадках эоце-

на Фолклендского плато, на поднятиях Мод, Метеор и Шона. Учитывая, что синхронные прослои пирокластики, выявленные в скв. 248 и 250 на подводном хребте Мадагаскар в Индийском океане и, что поднятия Мод, Метеор и Шона тогда (в палеогене) находились недалеко от Африки, следует связывать их с вулканами Буве. Антарктическая плита проходила над этим плюмом 84 млн. лет назад, что зафиксировано щелочными лавами и пирокластикой в осадках мела поднятия Мод. Аналогичные лавы на поднятиях Метеор и Шона на Африканской плите имеют возраст около 50 млн. лет. Весьма характерно, что стратиграфический спектр распределения прослоев пирокластики в осадках верхнего мела и палеогена названных структур и в скважинах 249, 250 на подводном хребте Мадагарскар очень схож (рис. 2).

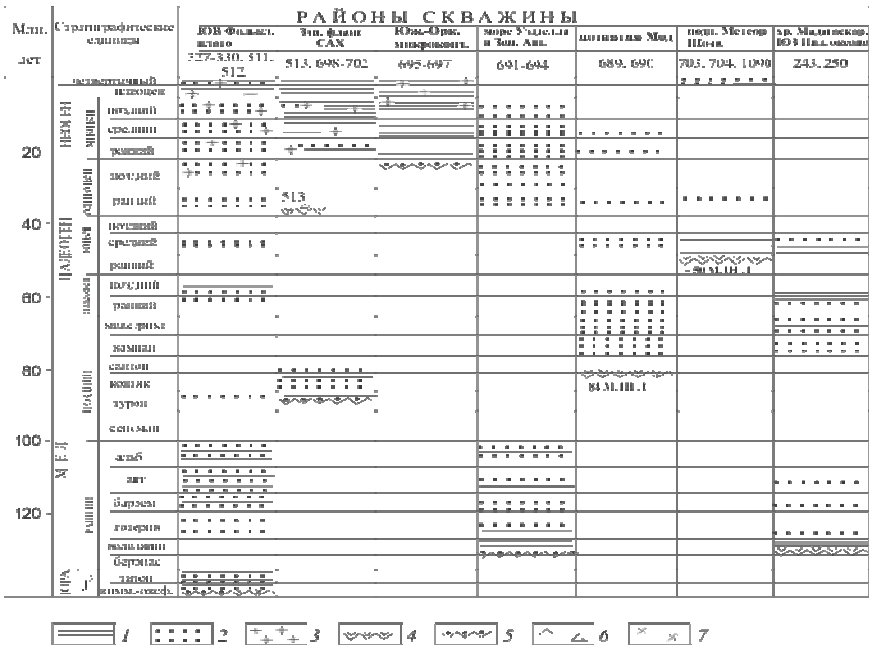


Рисунок 2. Схема распределения пирокластики в осадочном чехле ПА и на ЮЗ Индийского океана. Районы: I – Юго-восточная окраина плато Фолькленд, II – западный фланг Срединно-Атлантического хребта, III – Южно-Оркнейский микроконтинент и хр. Южный Скоша, IV – море Уэдделла (скв. 694) и склон Зап. Антарктиды, V – поднятия Мод, VI – поднятия Метеор и Шона. 1 – прослой пирокластики андезит-базальтового и андезитового составов; 2 – рассеянная пирокластика; 3 – прослой и рассеянная пирокластика дицитового и риолитового состава; 4 – скважина остановлена в базальтах; 5 – скважина остановлена в осадках; 6 – обломки вулканических брекчий; 7 – гранитогнейс на забое скважины.

Это можно объясняется тем, что названные структуры были расположены недалеко друг от друга и питались пирокластикой из единого вулканического источника. Им, очевидно, был в то время вулканический центр Буве. С ним также нужно связывать многочисленные прослои пирокластики (до 10) в осадках верхнего мела на западном фланге САХ (скв. 702). Территория эта в позднем мелу прилегалала к вулканическому центру Буве.

Особый интерес представляет пирокластика раннего мела, встреченная на Фольклендском плато (скв. 511), подводном склоне Западной Антарктиды (скв. 692), хребте Мадагаскар (скв. 349). Сейчас эти регионы отстоят друг от друга на большом расстоянии, а в раннем мелу (130-100 млн. лет назад) они были сближены и здесь существовали единые ареалы пеплопадов. Источником пирокластики, скорее всего, был эксплозивный вулканизм провинции Кафу в Южной Африке.

В раннем мелу (137–127 млн. лет назад) [3] при раскрытии рифта началось рождение Южной Атлантики. Возникла вулканическая провинция Параны и Этендека. В прогибающейся и расширяющейся рифтовой долине южной части САХ отложилась большой мощности (до 30 км) толща лав, туфов и осадков с рефлекторами наклоненными в сторону моря (SDR's). При дальнейшем спрединге хребта эта толща была разобшена на 2 сектора: Американский и Африканский. Они прослеживаются сейсмикой к югу от Параны и Этендеки на 3000 км [4].

Наиболее древняя в ПА пирокластика обнаружена на Фольклендском плато (скв. 511) в черных сланцах и представлена вулканическим стеклом и цеолитами и, видимо, связана с эксплозивным вулканизмом южноафриканской провинции Кару. Судя по наличию здесь магнитной аномалии M0-M-29, возраст этих отложений около 165 млн. лет. Это время нужно считать началом зарождения ПА.

В заключение выделим основные этапы геодинамики и геологического развития ПА. *Первый этап* – около 185–183 млн. лет (раскольный) – знаменуется расколом Южной Гондваны, становлением гигантских вулканических провинций Карро в Южной Африке и Ферар в Антарктиде, отделением от Гондваны Австралии и Антарктиды, появлением Южного океана. В ПА он пришел несколько позже (165–160 млн. лет назад) и проявился магнитной аномалией M0-M29 и осадждением пирокластики в черных сланцах Фольклендского плато. *Второй этап* – 130–100 млн. лет – раскрытие океанического бассейна Южной Атлантики, образование трапповых провинций Парана-Этендека, мощных вулканогенных отложений толщи наклоненного рефлектора (SDR's) с разносом пирокластики по акватории ПА. *Третий этап* – 84 млн. лет и позже вплоть до наших дней (плюмовый). Начался около 84 млн. лет, а возможно и раньше, и предположительно связан с плюмом Буве, расположенном вблизи тройного сочленения спрединговых хребтов. По аналогии с хорошо изученным Исландским плюмом можно утверждать, что плюм Буве также испытывал импульсивную деятельность. В

период максимальной активности плюма возникали вулканогенные поднятия дна океана (Мод, Шона, Метеор и др.), и широко разносилась щелочно-базальтовая пирокластика. Четвертый этап – от раннего палеогена и до современного периода – связан с субдукцией плиты Феникс и обособившейся от нее в позднем олигоцене плитой Скоша. Судя по наличию прослоев островодужной пирокластики в осадках Фольклендского плато, субдукция и связанный с ней вулканизм начались в палеоцене.

Следует обратить внимание на зависимость расположения ареалов пеплопадов от времени их образования: чем моложе они, тем компактнее расположены. И, наоборот, чем древнее, тем дальше находятся друг от друга. Это свидетельствует о мобилизме плит. Очень наглядный пример с ранне-меловыми ареалами пеплопадов. Стратиграфическое положение прослоев пирокластики на тефрограмме (рис. 2) в регионах сейчас значительно удаленных друг от друга (Фольклендское плато – скв. 511), склон западной Антарктиды – скв. 691-693 и подводного хребта Мадагаскар – скв. 249) очень схожи и свидетельствуют о том, что в раннем мелу здесь были единые ареалы пеплопадов на сближенных литосферных плитах. Геодинамика плит разорвала их и разнесла на разные стороны ПА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 2001. 605 с.
2. Гуценко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 476 с.
3. Courtrillot V., Jaupart C. et al. On causal links between flood basalts and continental break up // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 166. № 3–4. P. 177–195.
4. Talwani M., Abreu V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast Margin and conjugate South Atlantic Margin // *American Geophys. Union: Atlantic Rift and continental Margin.* 2000. № 15. P. 211–233.
5. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир. 1985. 140 с.
6. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // *Петрология.* 2000. № 2. С. 115–130.

Generalized materials of the Initial Reports DSDP and ODP, and other data on area and stratigraphic distribution and composition of pyroclastics in the sedimentary cover. On their basis are considered geological history of the region that have arisen about 165 million years ago when the breakup of Gondwana as part of the Southern Ocean and then, accompanied by explosive volcanism of different types (graben fractured, rift, plume, hot spot, island-arc), evolved and articulated to the Atlantic ocean.

Черников А.Г.¹, Либина Н.В.²

(¹ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», Пос. Развилка, Московская обл.,

e-mail: A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru;

²Институт океанологии им.П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: lnatvit@mail.ru;

Скоростная 3D модель части Кольского полуострова и прилегающей акватории Баренцева моря

Chernikov A.G.¹, Libina N.V.²

(¹«Gazprom VNIIGAZ», Razvilka; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

High-speed 3D model of the Kola Peninsula's part and adjacent water area of the Barents Sea

Ключевые слова: 3D модель, рельеф, Баренцево море, прогнозирование

По данным цифровой карты рельефа (ИВАО-3) (рис. 1) нами был выполнен прогноз глубинного строения и скоростных свойств (до 13700 м.) северной части Кольского полуострова и прилегающей акватории Баренцева моря размером 300 x200 километров. Для прогнозных расчетов применялся метод марковской гипсотомографии [1, 2] – способ оперативного прогнозирования и построения трехмерной модели внутренней структуры массива горных пород по рельефу его поверхности. Математической основой способа является теория Марковских процессов. В результате получена скоростная 3D модель, представленная в виде разрезов (рис. 1). Глубинные разрезы рассекают моделируемый массив по профилям, совпадающим с изображенными на карте координатными линиями, параллельными оси абсцисс. Аналогичные разрезы были рассчитаны и вдоль оси ординат.

Принципы, положенные в основу метода «марковская томография»: границы разделов слоев обладают рельефом, а, следовательно, и свойствами, последовательно сформированными условиями осадконакопления, эпигенезом, тектонической историей и последующей изменчивостью. Каждая из границ может быть математически описана в виде простой однородной марковской последовательности отметок значений свойств по множеству профилей, секущих границу раздела. Согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковское свойство подстилающего слоя) вероятностно определяет состояние последующее — марковское свойство покрывающего слоя. Это не означает прямое наследование предшествующего рельефа последующим. Наследуются, собственно, марковские свойства рельефа.

В качестве исходных данных метода используются топографические и батиметрические цифровые модели рельефа. Расчет осуществляется путем выполнения компьютерного анализа числовых последовательностей пре-

образованных значений рельефа, в двух скользящих окнах, в которых эти величины преобразуются в значения переходных вероятностей случайной марковской последовательности.

Глубину зондирования и детальность прогноза определяют следующие факторы: ширина окна сканирования (количество точек в исследуемой последовательности); шаг наблюдения (расстояние между точками); число определенных на шкале глубин марковских состояний (аналог частоты зондирования).

Полученные значения изменчивости марковских свойств пересчитываются в параметры петрофизических свойств по априорной информации об акустических и (или) плотностных свойствах среды. Для этого используется метод многомерной инверсии, с помощью которого выполнялись преобразования марковских характеристик среды в значения петрофизических параметров или, вероятно, в оценки стратиграфических подразделений глубинных отложений.

Следует отметить, что расчет 3D модели выполнялся по единому алгоритму для всего исследуемого района, включающего различные по геологическому типу береговой, морской участок и переходную между ними зону. Несмотря на такое разнообразие, весь объект исследования рассматривается как единая система, нелинейные переходы между элементами которой описываются и учитываются в расчётах за счет применения математического аппарата нелинейной марковской статистики.

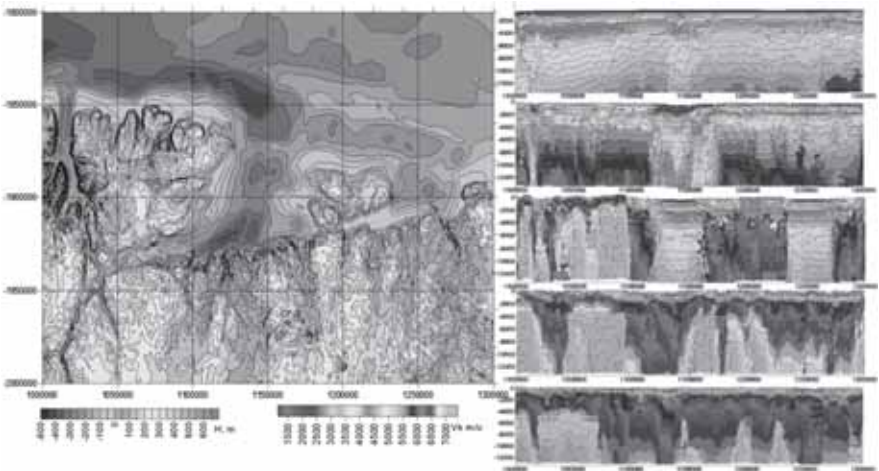


Рисунок 1. Цифровая модель рельефа поверхности северной части Кольского полуострова и дна прилегающей акватории сопоставленная с глубинными разрезами, рассчитанными методом марковской гипсотомографии.

Получить сравнительные (качественные) оценки моделей подповерхностных отложений Кольского полуострова, рассчитанных с помощью методик основанных на различных принципах (геофизических и геоинформационных), можно, сопоставляя их конечные результаты в едином геологическом пространстве. Для получения сопоставимого материала, из 3D модели был рассчитан разрез, пересекающий координаты Кольской сверхглубокой скважины.

Оценка адекватности прогнозируемых значений кажущейся скорости проводилась путем сопоставления с данными акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) (рис. 2). Сопоставление с данными кернового опробования не представлялось убедительным, т.к. на показания его акустических свойств сильное влияние оказывало техногенное воздействие процесса бурения усиленное проявлением внутренних напряжений при локальной разгрузке массива.

Достоверность скважинных исследований не оценивалась. Различия в значениях оценок скорости наблюдаются в верхней части разреза. Заниженные кажущихся скорости в нашем разрезе объясняется тем, что использовалась модель прогнозируемой (кажущейся) скорости, разработанная для континентальных и морских отложений фанерозоя. Для районов обнажения

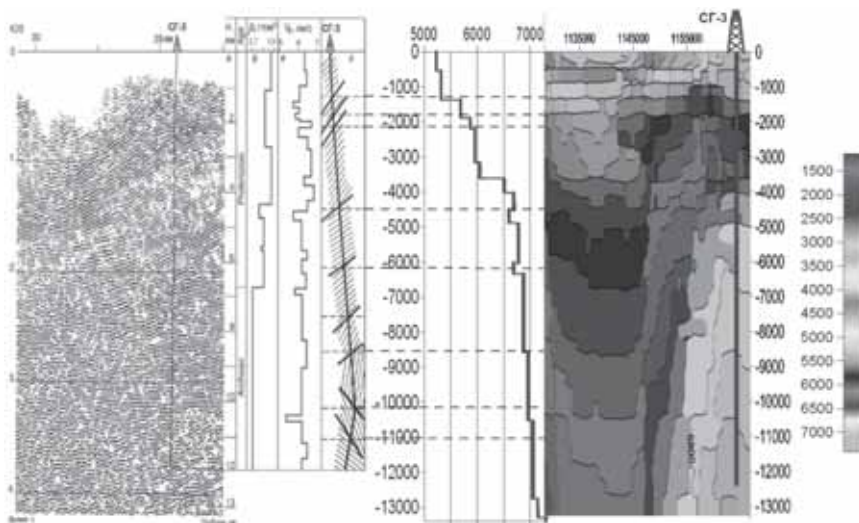


Рисунок 2. Сопоставление данных сейсморазведки, свойств пород по скв. СГ-3 [3] с результатами прогноза строения массива и значений кажущейся скорости по данным марковской гипсотомографии.

пород дорифейской консолидации – щитов, необходима корректировка скоростной модели. Впрочем, отклонения в приповерхностной части находятся в пределах 0.7 км/с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черников А.Г., Либина Н.В., Матушкин М.Б. Патент на изобретение «Способ выявления внутренних неоднородностей Земли», № 2293361, 2004 г. (Приоритет от 30.12.2004. Выдан 14.07.2006).
2. Либина Н.В., Черников А.Г. Прогноз внутренней структуры морского дна и построение 3D моделей методом Марковской гипсотомографии // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 130–134.
3. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 159 с.

The article shows the opportunities of calculating of speed 3D models and some of the cross-sections on the example of the area Kola super-deep well.

Черных А.А.^{1,2}, Крылов А.А.^{1,2}

(¹ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: andy@vniio.nw.ru; ²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле)

Характеристика среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX)

Chernykh A.A.^{1,2}, Krylov A.A.^{1,2}

(¹I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, St.Petersburg; ²St.Petersburg State University, Institute for Earth Science)

Characteristic of mid-Cenozoic hiatus in near-pole part of the Lomonosov Ridge (based on IODP-302-ACEX)

Ключевые слова: хребет Ломоносова, Северный Ледовитый океан, осадконакопление

Кайнозойская история развития центральной Арктики до сих пор остается слабо изученной. До появления единственных на сегодняшний день скважин, пробуренных в приполюсной части хребта Ломоносова в рамках проекта IODP-302-ACEX, представления об эволюции Северного Ледовитого океана (СЛО) основывались на результатах геофизических съемок и данных по геологии арктической суши. Интерпретация полученного кернового материала позволила добиться значительного прогресса в понимании основных аспектов геологии и тектоники СЛО. Однако наши знания оказались существенно ограничены после выделения по результатам биостратиграфических исследований длительного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении протяженностью 26.2 млн. лет, охватывающего интервал 44.4–18.2 млн. л. н. и расположенного на границе литологических комплексов (ЛК) 1/5 и 1/6 на уровне 198.7 м [1, 2].

Существование столь длительного перерыва возможно лишь при нахождении хребта Ломоносова в мелководных (или даже субаэральных) условиях, что приводит к проблемам при геодинамическом моделировании. Стал накапливаться фактический материал, показывающий несостоятельность первоначальной трактовки стратиграфического расчленения осадков скважины.

В пользу отсутствия длительного перерыва между ЛК1/5 и ЛК1/6 свидетельствуют результаты датирования отложений изотопами Os[3]. Перерыв в этом интервале составлял менее 400 тыс. лет, а граница между ЛК1/5 и ЛК1/6 соответствует приабонскому ярусу позднего эоцена (~36.2–36.6 млн. лет), что подтвердило корректность использования биокремни-

стых организмов (а не динофлагеллят) для стратиграфического расчленения отложений ЛК 2 и 1/6. Таким образом, появились серьезные основания для существенного пересмотра возрастной модели отложений скважины АСЕХ и, как следствие, истории развития центральной Арктики.

Любые оценки, предполагающие наличие длительного среднекайнозойского перерыва, являются труднообъяснимым при рассмотрении эволюции центральной Арктики с позиций плейт-тектоники. Действительно, условия ненакопления/эрозии осадков в течение 26.2 млн. лет могли существовать при нахождении хребта все это время в неритовых (или даже субаэральных) условиях. Однако при остывании континентальной литосферы после ее растяжения хребет Ломоносова должен закономерно погружаться [4]. Начало погружения рассматриваемой части хребта ниже уровня моря датируется временем 56.2 млн. лет, когда появляются отложения над мелкайнозойским перерывом (рифтовое несогласие – 80–56.2 млн. л.н.). Исходя из этих позиций, нахождение вершинной части хребта Ломоносова в мелководных обстановках к середине кайнозоя требует объяснения. Так, было предположено, что имела место задержка в погружении хребта, вызванная преобладанием компрессионного тектонического режима в Евразийском бассейне [5]. После его окончания, в миоцене, произошло стремительное (за ~18 млн. лет) погружение хребта приблизительно на 1200 м. Также была высказана идея о «всплытии» хребта в пострифтовое время, что и обеспечило существование условий эрозии на его вершине. Затем он, так же, испытал стремительное погружение [6].

Длительные неритовые условия ненакопления или эрозии осадков на хребте Ломоносова также объяснялись значительным падением (первые сотни метров) уровня изолированного на тот момент океана, происходившем на фоне закономерного погружения хребта Ломоносова [7]. Действительно, замедляющийся спрединг в Евразийском бассейне изолированного СЛО мог приводить к значительному падению его уровня. Изоляция СЛО началась, вероятно, около 49-50 млн. л. н. после закрытия Тургайского пролива [8]. Признаки такой изоляции, завершившейся к началу олигоцена, были установлены, например, по факту присутствия эндемичных видов силикофлагеллят [9] и фораминифер [5] и затем подтверждены изотопными исследованиями [3].

С нашей точки зрения, геодинамические модели, пытающиеся объяснить мелководные условия на хребте Ломоносова задержкой его погружения, либо «всплытием», вряд ли состоятельны. Все доступные на настоящий момент сейсмические разрезы МОВ ОГТ, полученные на хребте Ломоносова и смежных с ним структурах не обнаруживают следов значительной тектонической активности во второй половине кайнозоя. Олигоцен-четвертичные комплексы осадочного чехла имеют облекающий монотонный характер, свидетельствующий о своем формировании в спокойных тектонических условиях. Против наличия длительного перерыва свиде-

тельственную и данные распределения тяжелых минералов и псефитов.

Если «Os-модель» возраста верна, то вместо существующей ранее проблемы труднообъяснимого среднекайнозойского перерыва протяженностью 26 млн. лет, остается необходимость найти причины, которые привели к относительно кратковременному интервалу ненакопления или эрозии осадков на хребте.

Осадки *ЛК1/5* начали накапливаться в позднем эоцене (приабонское время), около 36.2 млн. л.н. [3], что связано с открытием пролива Фрама. Следствием открытия пролива явилось резкое изменение гидрологического режима, вызванное внедрением атлантических вод. Они должны были следовать ниже менее плотных арктических вод. Значительная гидродинамическая активизация привела к относительно быстрой смене бескислородных восстановленных придонных вод, преобладавших в СЛО в эоцене, хорошо аэрированными водами. В результате «столкновения» атлантических вод с хребтом Ломоносова на его вершине произошел непродолжительный размыв (или ненакопление) осадков.

Таким образом, для объяснения причины непродолжительного размыва осадков на границе *ЛК1/5* и *ЛК1/6* совершенно не обязательно привлекать мелководные (неритовые) условия, труднообъяснимые с учетом вышеизложенных фактов. Тем не менее, с учетом свидетельств изоляции СЛО в интервале времени приблизительно 49–36.6 млн. л.н. можно предположить, что его уровень был ниже уровня Мирового океана за счет того, что площадь Евразийского бассейна увеличивалась в результате спрединга. Величина погружения рассматриваемой части хребта Ломоносова при остывании литосферы ко времени ~36 млн. л.н. составила ~700 м [4], однако в реальности, глубина СЛО здесь могла оказаться существенно меньше. О тренде увеличения уровня СЛО начиная приблизительно с олигоцена (после кратковременного хиатуса) свидетельствует рост проградационных комплексов на разрезах МОВ ОГТ, пересекающих континентальный склон Восточно-Арктической окраины.

Работа была частично поддержана грантом Российско-Германской лаборатории Полярных и Морских исследований им. О.Ю. Шмидта (OSL-15-12).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. Proceedings IODP 302. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., Edinburgh, 2006. Doi: 10.2204/iodp.proc.302.2006.
2. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S03. Doi:10.1029/2007PA001476.
3. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geoph. Res. Lett.* 2011. V. 38. L14607. Doi:10.1029/2011GL047953

4. Moore T. C. and the Expedition 302 Scientists. Sedimentation and subsidence history of the Lomonosov Ridge, in Arctic Coring Expedition (ACEX) // Proc. Integr. Ocean Drill. Program. 2006. V. 302. Doi: 10.2204/iodp.proc.302.105.2006.
5. O'Regan M., Moran K., Backman J. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S20. doi:10.1029/2007PA001559.
6. Minakov A., Podladchikov Yu. Tectonic subsidence of the Lomonosov Ridge // *Geology*. 2012. G32445.1. Doi:10.1130/G32445.1.
7. Chernykh A., Krylov A. Cenozoic Evolution of the Amundsen Basin and the Lomonosov Ridge (North Pole region) from Analysis of Geophysical Data and Results of ACEX (IODP-302) // Geoph. Inst. Report UAG-R-335, 2012, Compilers: D.B. Stone, J.G. Clough, D. K. Thurston, University of Alaska, Fairbanks, Alaska.
8. Barron J. A., Stickle C. E., Bukry D. Paleooceanographic and paleoclimatic constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2015. V. 442. P. 85–100.
9. Onodera J., Takahashi K., Jordan R.W. Eocene silicoflagellate and ebridian paleoceanography in the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S15. Doi:10.1029/2007PA001474.
10. McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-McKenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // *Arctic*. 1990. V. 43. № 4. P. 301–313.

We analyze duration and causes of the mid-Cenozoic hiatus in the sediments of the Lomonosov Ridge, which was found by biostratigraphic research of boreholes drilled by ACEX near the North Pole. Arguments against existence of long hiatus between lithological units 1/5 and 1/6 are presented. The Lomonosov Ridge subsided naturally in the Cenozoic due to lithosphere cooling after a rifting. But the sea level in the Arctic Ocean during isolation time (?49–36.6 Ma) could be lower than one in the World Ocean because spreading in the Eurasia Basin decelerated at the same time. Short-time hiatus in the sediments occurred owing to the Fram Strait opening at 36.6 Ma and intervention of intermediate North Atlantic waters into the Arctic Ocean.

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

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru; ²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: amas2004@mail.ru; ³Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, г. Бремерхафен, Германия, e-mail: ruediger.stein@awi.de)

Распределение редких и рассеянных элементов в осадочном материале, переносимом дрейфующими льдами над плато Ермак, Арктика

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

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Yekaterinburg; ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Distribution of rare and trace elements in ice rafted sediments in the Yermak Plateau area, the Arctic

Ключевые слова: Арктика, осадочный материал во льдах, распределение редких и рассеянных элементов, плато Ермак, источники

Изучение особенностей транспортировки осадочного вещества в Арктике позволяет глубже понять как процессы современного осадконакопления, так и выполнить экологическую оценку акватории, оказывающей огромное влияние на природную среду планеты [1–5 и др.]. Главная траектория ледовых потоков в Арктике проходит от Чукотского и Восточно-Сибирского морей на востоке до пролива Фрама на западе. Наиболее важными «фабриками льда» являются море Лаптевых и часть Восточно-Сибирского моря [3].

Точное положение источников присутствующего во льдах осадочного материала (IRS – *ice-rafted sediments*) до настоящего времени дискуссионно. По данным [4], IRS во льдах западной части пролива Фрама содержат мало смектита и много иллита, что коррелирует с составом глинистой фракции в восточной части моря Лаптевых, а также арктического сектора Северной Америки. В восточной части пролива Фрама в составе IRS много смектита и мало иллита, что типично для западной части моря Лаптевых и Карского моря. Описанные различия в минералогии донных осадков арктических морей отражаются и в их геохимических характеристиках [6], что можно использовать как «геохимический трассер» источников IRS. Так, осадки Чукотского моря имеют Mg/K сопоставимые с величинами этого отношения в базальтах. Низкие значения Si/Al и Mg/K, характерные для осадков восточной части моря Лаптевых, дают основания полагать, что последние образованы за счет продуктов размыва областей с существенной долей глинистых пород. Высокие Si/Al в осадках у о-ва Врангеля и Новосибирских о-вов указывают на формирование их за счет размыва минерало-

гически зрелых песчаников. Распределение Sr указывает на поступление в восточную часть моря Лаптевых продуктов размыва тонкозернистых обломочных пород, а в западную – незрелых песчаников. Очевидно, что установить конкретные комплексы пород-источников обломочного материала для шельфа Сибири и, соответственно, IRS в Арктике, на основе приведенной информации можно только в общем виде.

Арктическая Сибирь и прилегающие к ней регионы – это совокупность ряда крупных террейнов [7, 8 и др.], обладающих существенной специфической породных ассоциаций-источников обломочного материала: 1) Западно-Сибирский мегабассейн (осадочные породы); 2) Сибирская платформа (кристаллический фундамент, осадочный чехол и плато-базальты); 3) Верхоянский складчатый пояс (в основном осадочные образования); 4) Колымо-Омолонский супертеррейн (континентальные блоки и островодужные вулканы); 5) Охотско-Чукотский вулканический пояс (кислые, средние и основные вулканы); 6) Чукотский террейн (преимущественно осадочные породы). Денирующая Западно-Сибирский мегабассейн р. Обь составляет основную массу взвешенного материала, содержащего преимущественно продукты эрозии осадочных пород, в западную часть Карского моря. Взвесь Енисея и, особенно Хатанги, содержит существенную долю продуктов размыва платобазальтов плато Путорана. Этот материал осаждается в восточной части Карского моря и на западе моря Лаптевых. Восточная часть последнего и Восточно-Сибирское море получают обломочный материал в основном за счет рр. Лена, Яна, Омолой, Колыма и других, во взвеси которых преобладают продукты разрушения метаморфических и осадочных образований. Современные донные осадки Чукотского моря, сложены в основном продуктами разрушения основных вулканических пород [6]. Представляется, что химический состав взвешенного материала названных выше рек можно рассматривать как некое приближение к составу источников IRS.

Обратимся теперь распределению в IRS, 7 проб которых были отобраны в ARK-XX/3 рейсе НИС «Polarstern» в сентябре 2004 г. в районе плато Ермак, расположенном к северу от Шпицбергена, ряда редких и рассеянных (V, Co, Ni, Sr, Nb), в том числе редкоземельных (РЗЭ), элементов. Выбор указанных элементов обусловлен, во-первых, наличием данных об их содержаниях во взвеси северных рек [9] и, во-вторых, различной концентрацией в магматических породах основного состава и осадочных образованиях. В качестве эталона первых выбраны мезо-кайнозойские базальты [10], вторых – постархейские австралийские глинистые сланцы (PAAS) [11]. Содержания элементов в IRS определены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН.

Среднее содержание V, Co и Ni в IRS составляет 157 ± 24 , 17 ± 2 и 37 ± 4 г/т. Для Sr и Nb этот же параметр равен 133 ± 16 и 13 ± 1 г/т. Во взвеси Оби и Лены концентрация V – 127 и 84 г/т, Co – 22 и 16 г/т, Ni – 59 и 52 г/т. Концентрация Sr в обской взвеси равна 102, а Nb – 17 г/т [9]. В ленской взвеси

два последних элемента присутствуют в количестве 195 и 13 г/т. Содержание V, Co и Ni во взвеси Енисея и Хатанги заметно выше. Так, V присутствует в количестве 190 и 349 г/т, Co – 34 и 35 г/т, а Ni – 113 и 84 г/т. Выше, чем во влекаемых наносах Оби и Лены, во взвеси Енисея и количество Sr – 245 г/т, тогда как концентрация Nb несколько ниже. По данным [11], в PAAS содержание V, Co, Ni, Sr и Nb составляет соответственно 150, 23, 55, 200 и 19 г/т. В средних мезо-кайнозойских базальтах концентрации перечисленных элементов равны 260, 35, 68, 280 и 5 г/т [9].

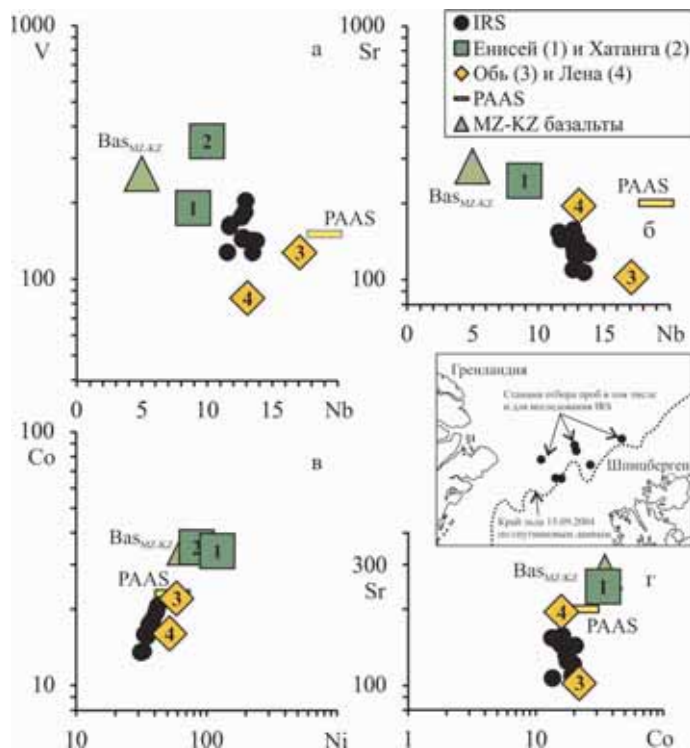


Рисунок 1. Положение исследованных проб IRS на ряде дискриминантных диаграмм

На диаграмме Nb–V точки состава IRS из района плато Ермак занимают промежуточное положение между точками среднего состава взвеси, с одной стороны, Енисея и Хатанги, а также мезо-кайнозойских базальтов, а, с другой, взвеси Оби и Лены, а также PAAS (рис. 1а). На диаграммах Nb–Sr, Ni–Co и Co–Sr положение точек IRS несколько иное (рис. 1б–г). Здесь они тяготеют в основном к точкам состава взвеси рр. Обь и Лена, т.е. крупных

водных артерий, дренирующих водосборы, сложенные преимущественно осадочными образованиями. Содержания Nb, Sr, Ni и Co в IRS близки также к PAAS. С учетом того, что льды из западной части Карского моря, поставщиком IRS для которых выступает, по всей видимости, взвесь р. Оби, по статистике достаточно редко достигают района плато Ермак, это позволяет предполагать, что источником материала для исследованных нами проб IRS, могли быть восточная часть моря Лаптевых и Восточно-Сибирское море, на шельфе которых преобладают продукты размыва осадочных и метаморфических пород Верхоянского складчатого пояса.

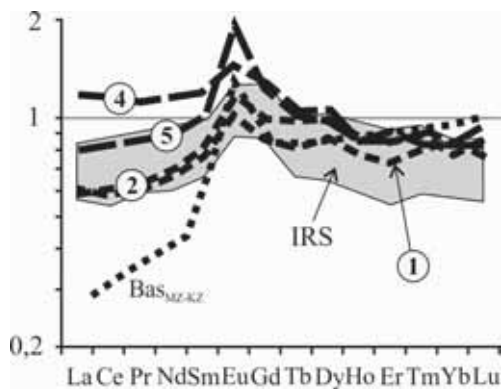


Рисунок 2. Нормированное по PAAS распределение PЗЭ в IRS из района плато Ермак. 5 – взвесь р. Яны. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Спектры распределения PЗЭ в IRS нормированные по PAAS приведены на рис. 2. Здесь же представлены аналогичные спектры для речной взвеси Енисея и Хатанги, Лены и Яны, и мезо-кайнозойских базальтов. Средние значения $(La/Yb)^{PAAS}$ и $(La/Sm)^{PAAS}$ в IRS составляют 0.98 ± 0.18 и 0.84 ± 0.06 (таким образом, в целом спектры распределения плоские с положительной Eu аномалией). Для взвеси Енисея и Хатанги указанные параметры несколько ниже – 0.73 ± 0.01 и 0.75 ± 0.04 (для мезо-кайнозойских базальтов, по К. Конди, значения $(La/Yb)^{PAAS}$ и $(La/Sm)^{PAAS}$ составляют 0.30 и 0.41) [10]. Для взвеси Лены и Яны они, напротив, несколько выше – 1.15 ± 0.28 и 0.89 ± 0.14 . Все сказанное показывает, что пробы IRS, отобранные в районе плато Ермак, близки по особенностям распределения PЗЭ к продуктам разрушения осадочных пород, но, возможно, содержат определенную долю основной кластики. Это, как мы видели выше, следует и из распределения их точек на диаграмме Nb–V.

Авторы благодарны экипажу НИС «Polarstern» и Н.А. Кукиной за помощь в отборе проб, академику А.П. Лисицыну за ценные советы. Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта НШ–2493.2014.5 и проекта УрО РАН 15-15-5-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214.
2. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Полякова Е.И., Детлеф Д., Серова В.В., Штайн Р. Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // *ДАН*. 2002. Т. 383. № 3. С. 385–389.
3. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
4. Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian Kara and Laptev seas as main source areas // *Polar Research*. 2010. V. 29. P. 265–282.
5. Stein R., Macdonald R.W. (eds.). *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. Berlin – New York: Springer, 2004. 363 p.
6. Viscosi-Shirley C. *Siberian-Arctic Shelf Surface-Sediments: Sources, Transport Pathways and Processes, and Diagenetic Alteration*. A dissertation Doctor of Philosophy in Oceanography submitted to Oregon State University. 2001. 178 p.
7. Parfenov L.M. *Accretionary history of Northeast Asia* // International Conference on Arctic Margins Proceedings. U.S. Department of the Interior Mineral Management Service, Alaska Outer Continental Shelf Region, Anchorage, Alaska: 1992. P. 183–188.
8. Bogdanov N.A., Tilman S.M. *Tectonics and Geodynamics of Northeastern Asia, Explanatory Notes, Tectonic Map of Northeastern Asia*. Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences in cooperation with Circum-Pacific council for Energy and Mineral Resources, Moscow, Russia: 1993. P. 1–29.
9. Савенко В.С. *Химический состав взвешенных наносов рек мира*. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
10. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
11. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. *Континентальная кора, ее состав и эволюция*. М.: Мир, 1988. 376 с.

Distribution of V, Co, Ni, Sr, Nb and rare earth elements (REE) in ice-rafted sediments (IRS) was analyzed in samples from Yermak Plateau area (ARK XX/3 expedition of the RV “Polarstern”, September 2004) by ICP-MS method. According to the results of this work we could suppose that eastern part of the Laptev Sea and East-Siberian Sea are the most probable sources of drifting ice, which delivered studied IRS to the Yermak Plateau area.

Элькина Д.В.^{1,2}

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

**Палеомагнитное изучение скорости
плиоцен-четвертичного осадконакопления в районе
поднятия Менделеева, Северный Ледовитый океан**

Elkina D.V.^{1,2}

(¹All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean «ВНИИОкеангеология», St. Petersburg; ²Saint Petersburg State University, St. Petersburg)

**Paleomagnetic Study of Pliocene-Quaternary Sedimentation
Rates on the Mendeleev Rise, Arctic Ocean**

Ключевые слова: поднятие Менделеева, донные осадки, Северный Ледовитый океан, палеомагнетизм, скорости осадконакопления

Северный Ледовитый океан, как район всё возрастающего научного интереса, занимает особое место в вопросах изучения палеоклимата Земли, а также интенсивно исследуется в связи с проблемами обоснования внешней границы континентального шельфа Российской Федерации. Для получения общей картины геологического развития региона и его дальнейшего геотехнического освоения одними из важнейших задач становятся датирование донных осадков и оценка средних скоростей осадконакопления. Тем не менее, определение возраста донных осадков в Северном Ледовитом океане усложняется из-за их бедности биологическим материалом и применимости радиуглеродного метода только в пределах верхней части разреза. С другой стороны, способность горных пород сохранять направление древнего магнитного поля Земли используется для магнитостратиграфии Северного Ледовитого океана

Существует несколько точек зрения, касательно средних скоростей осадконакопления, действующих на поднятии Менделеева. Одна из них придерживается низких скоростей осадконакопления не превышающих нескольких мм в тыс. лет [1–2]. Основанием для таких заключений служит установленное в исследовании положение границ перехода между палеомагнитными хронами Брюнес и Матуяма. Другой подход склоняется к более высоким скоростям осадконакопления в районе поднятия Менделеева, таких как несколько см в тыс. лет. Такие скорости получены при помощи радиоуглеродного и аминокислотного методов датирования, а также рас-

считаются, как характерные для других частей Северного Ледовитого океана [3–4].

Трубка донных осадков длиной 6 метров была отобрана в районе Поднятия Менделеева в 2012 г. на $79^{\circ}27.74794'$ с. ш., $171^{\circ}55.07918'$ в. д. (рис.) в ходе экспедиции Арктика-2012 [5].

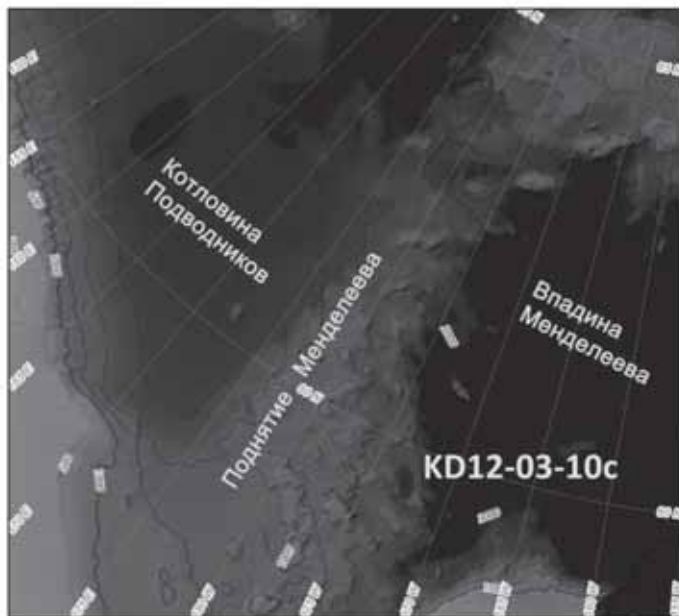


Рисунок. Обзорная карта места отбора ядра KD12-03-10с, созданная с использованием ИВСАО[6]

Отбор образцов производился методом сплошного отбора, и всего было отобрано 244 образца. Для выявления стабильной компоненты намагниченности и удаления вязкой образцы, полученные из колонки методом сплошного отбора, подвергались ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем и температурой.

На глубине 123,5 см установлена граница перехода между хроном Брюнес, хроном прямой полярности магнитного поля Земли, и хроном обратной полярности Матуяма. Следующая граница смены полярности Матуяма–Гаусс определена на глубине 394,5 см, а уровень 531 см рассматривается как граница перехода между хронами Гаусс и Гилберт. Корреляция колонки с магнитохронологической шкалой производилась в соответствии с опубликованными палеомагнитными шкалами [7–8]. Рассчитанные для ка-

ждого хрона средние скорости осадконакопления составлены представлены в Таблице.

Таблица. Средние скорости осадконакопления

Граница хрон 1 – хрон 2 (возраст млн. лет)	Глубина, см	Скорость осадконакопления, мм/тыс. лет
Брюнес-Матуяма (0,78)	123,5	1,58
Матуяма-Гаусс (2,58)	394	1,5
Гаусс-Гилберт (3,58)	531	1,36

Тем не менее, присутствие низких наклонений, не характерных для столь высоких широт, и трудности в выделении стабильной компоненты в некоторых образцах могут свидетельствовать о наличии вторичных процессов, происходящих в осадках, возможность влияния которых на общую картину намагниченности уже отмечалась для морских осадков с поднятия Менделеева, а также других районов Северного Ледовитого океана [9–10]. Кроме того, при приобретении осадками остаточной намагниченности значительную неопределенность и усложнение понимание процесса вносят многочисленные переменные, к которым можно отнести флокуляцию частиц, образование гранул и пеллет, биотурбацию, уплотнение, диагенезис и различный вклад биогенных и детритных магнитных минералов [11].

По результатам данного исследования средние скорости осадконакопления, действующие на поднятии Менделеева, не превышают 1,58 мм в тыс. лет за последние 3,58 млн. лет. Таким образом, их можно расценивать как низкие на протяжении всего Четвертичного периода, а также части Плиоцена.

Автор выражает благодарность А.Л. Пискареву, В.А. Поселову, А.А. Костерову, В.В. Попову и П.В. Реканту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пискарев А.Л., Андреева И.А., Гуськова Е.Г. Палеомагнитные данные о скорости осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 1–11.
2. Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D.. Stratigraphy and glacialmarine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // Geol. Soc. Amer. Sp. Pap. Geol. 1980. Т. 181. С. 1–57.

3. Polyak L., Bischof J., Ortiz J. D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2009. V. 68.
4. Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. Et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. № 11–13. P. 1435–1454.
5. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // *Региональная геология и металлогения*. 2013. Т. 53. С. 34–55.
6. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № 12.
7. Дополнения к стратиграфическому кодексу России / Под ред. А. И. Жамойды. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000.
8. Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity timescale // *Geomagnetism, Treatise on Geophysics* / подред. М. Kono. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 455–507.
9. Xuan C., Channell J.E.T. Origin of apparent magnetic excursions in deep-sea sediments from Mendeleev-Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 2010. V. 11. № 2.
10. SnowballII., Lougheed B., O'Regan M. Quaternary Sediments in the Arctic Ocean: Towards Solving a Paleomagnetic Conundrum // 2014 AGU Fall Meeting, 14–19 December 2014, San Francisco.
11. Andrew P.R., Tauxe L., Heslop D. Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 61.

Paleomagnetic studies have been conducted on 6 meter-length core from the Mendeleev Rise. The sedimentation rates have not exceeded 1.58 mm kyr⁻¹ for 3.58 Ma and therefore characterize the sedimentation rates on the region as low during the Quaternary period and first stage of Pliocene epoch.

**Bubenshchikova N.V.¹, Ponomareva V.V.², Portnyagin M.^{3,4},
Nürnberg D.³, Tiedemann R.⁵**

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, e-mail:bubench@mail.ru;

²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky;

³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ⁴Vernadsky Institute of Geochemistry RAS, Moscow; ⁵Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

**Composition and origin of tephra and cryptotephra layers
in the OkhotskSea sediments (core MD01-2415)
over the last 300 kyr: primary fallout vs redeposition**

**Бубенщикова Н.В.¹, Пономарева В.И.², Портнягин М.^{3,4},
Нюрнберг Д.³, Тиедеманн Р.⁵**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; ³ГЕОМАР, Киль, Германия;

⁴ГЕОХИ РАН, Москва; ⁵Институт полярных и морских исследований, Бремерхафен, Германия)

**Состав и происхождение тефры и криптотефры в осадках
Охотского моря (колонка MD01-2415) в течение последних
300 тысяч лет**

Key words: tephra, cryptotephra, marine sediments, IRD, Okhotsk Sea

Studies of tephra and cryptotephra (scattered volcanic glass) have become very important for Quaternary research, particularly in the North Atlantic, where they allow precise correlation between ice and marine cores and synchronization of abrupt climate changes between various paleoenvironmental archives [1]. Such a powerful, independent chronological tool, however, only recently came into use in the other parts of the world. In the OkhotskSea sediments, several stratigraphically important visible tephra layers have been recently described [2, 3]. However, occurrence of cryptotephra layers in the OkhotskSea sediments and their potential for stratigraphy remains largely unknown. Also, influence of various regional depositional processes, in particular, sea ice rafting, on tephra and cryptotephra deposition is poorly understood. Here, we present the first results of the high-resolution study of tephra and cryptotephra in the OkhotskSea sediments over the last 300 kyr. For our research we chose a 46.23 m-long core MD01-2415, which represents a major paleoclimate and tephra archive for the OkhotskSea over the last 1.1 Ma [4]. The core was recovered at 53°57.09'N, 149°57.52'E at 822 m water depth from the northern slope of the Okhotsk Sea during the 2001 cruise of the R/V Marion Dufresne in the frames of the IMAGES program [4, 5]. In this study, we focus on the upper 15 m of the core, which covers the marine isotope stages (MIS) 8–1 (the last 300 kyr) [4].

Seven visible tephra layers were described within the upper 15 m of the core during the on-board description [5]. Our inspection of the archive part of the core has allowed us to find only two visible tephras within this interval: a 3 cm thick reddish-gray tephra at 404–407 cm and a tiny speckle of white ash at 1335 cm. Other five layers described as visible tephras are spots of black and dark-gray sands most likely of sea ice rafting in origin. Visible tephra at 404–407 cm has been previously identified as the K2 ash dated at 30.2 kyr BP and associated with the Nemo caldera on the Onkotan island [2].

To identify cryptotephra layers, sediment samples were taken every 5 cm along the upper 15 m of core. The samples were prepared in accordance with the standard procedure used for foraminiferal analysis. Lithic grains and volcanic glasses were quantified in the >125 and 125–63 μm fractions (totally about 600 samples). The absolute abundances of volcanic glasses and lithic grains were expressed as a number of grains per sample dry weight (gr. g^{-1}). We accept the lithic abundances as the ice rafted debris (IRD, gr. g^{-1}).

All studied samples contain substantial amount of volcanic glasses. We define cryptotephras as a maximum with abundance of volcanic glasses >500 gr. g^{-1} in the >125 size fraction and/ or >5000 gr. g^{-1} in the 125–63 size fraction. Our count data allow us to define two peaks related to the two visible tephra layers, as well as 24 peaks in the >125 μm fraction and 32 peaks in the 125–63 μm fraction associated with cryptotephras. Some of the identified cryptotephras are accompanied by significant maxima in the IRD abundances.

As a first step, volcanic glasses from a speckle of visible ash at 1335 cm and from 24 cryptotephras in the >125 μm fraction were mounted for the geochemical analysis. Also, we mounted several samples from the 125–63 fraction. The rest of the samples from the smaller fraction will be analyzed at the second stage of our research. The glass shards from all the mounted samples were analyzed for major and some volatile elements at the electron microprobe in GEOMAR (Kiel, Germany) according to the protocol developed by M.V. Portnyagin [6]. We analyzed about 30 glass shards along the profile in each cryptotephra in order to quantify different varieties of glasses. The ages of tephras and cryptotephras were estimated based on the age-depth model of core MD01-2415 [4] improved in accordance with the up-to-date oxygen isotope stack [7]. To identify the source eruptions for the glasses, their chemical compositions are compared to the extensive database of glass compositions from the Kuril-Kamchatka volcanoes developed in GEOMAR. Here we report the first results of our research.

The white ash speckle at 1335 cm is found to be identical to so-called "Magadan ash" or AL7.4 ash described both on land near Magadan city and in the Okhotsk Sea core LV28-42-4 [3]. The age of visible AL7.4 tephra in the core LV28-42-4 was estimated at ~229 ka [4]. The source of this tephra is still unknown but based on its high-K composition it is likely derived from some back-arc volcano in Sredinny Range in Kamachatka.

All studied 24 cryptotephra from the $>125\ \mu\text{m}$ fractions spanning the age interval of 300 ka contained more than one (2-5) geochemical types of the volcanic glass. Furthermore, all cryptotephra contained two high-K glass populations: one related to Khangar volcano, and the other exactly matching the above described "Magadan ash" from an unknown source. Against this continuous background, at least nine more distinct glass populations, dominantly of medium- to low-K compositions, are identified, each indicating a short-lived glass deposition episode. From nine primary tephra-fallouts, two events are likely associated with Opala volcano in the southwestern Kamchatka, two ones - with tephra layers in Kamchatka, and one - with a visible tephra layer in the core LV28-42-4 [4].

The two background glass populations might have originated from continuous erosion of proximal volcanic tuffs and subsequent transport of eroded volcanic material into the Okhotsk Sea via the rivers and then via the sea ice rafting and/or surface currents. This idea is supported by their high-K composition typical for the Kamchatka rear arc volcanoes located in the western part of the peninsula. Indeed, Khangar is a long-lived volcanic center located in the Sredinny Range, and its deposits are continuously eroded by the rivers draining into the Okhotsk Sea. The same is true for several more volcanic centers. Distinct peaks of compositionally different, dominantly medium-to low-K glasses likely represent either original tephra fall events or short-term erosion events likely synchronous to the eruption.

Our assumption is further supported by examination of an early Holocene interval of the core (202-216 cm). In this interval we expected to find the ~ 8.4 ka Kurile Lake caldera tephra (KO) which is widely distributed in the Okhotsk Sea sediments [2, 8]. Microprobe work on the coarser ($>125\ \mu\text{m}$) fraction showed that all the samples from this interval contained large, up to $500\ \mu\text{m}$ long grains of highly vesicular pumice corresponding in composition to the "Magadan ash". Such compositions have never been found in the Holocene Kamchatka tephra [9] so these large pumice grains should have been redeposited, first by rivers, and then by sea-ice rafting or currents. On the contrary, KO tephra was represented by far smaller glass shards. Analysis of the finer ($125\text{--}63\ \mu\text{m}$) fraction showed a very different picture: the majority of the shards were presented by the KO tephra, while "Magadan ash" was totally absent.

The second stage of our research will comprise examination and analysis of all the cryptotephra in the smaller ($125\text{--}63\ \mu\text{m}$) fraction. In the result, we expect to single out all the original tephra-fall events and identify their parent eruptions that will allow us to obtain a detailed tephrochronological framework for the Okhotsk Sea sediments.

This study was supported by the Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Research (OSL) Fellowship Program grant OSL-15-05 and the Russian Foundation for Basic Research grant #13-05-00346.

REFERENCES

1. Davies S.M., Wastegård S., Abbott P.M. et al. Tracing volcanic events in the NGRIP ice-core and synchronising North Atlantic marine records during the Last Glacial period // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 294 (1–2). P. 69–79.
2. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al. Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr // *Deep-Sea Research.* 2012. Part II. V. 61–64. P. 179–192.
3. Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Derkachev A.N. et al. Dating of the glacier decay in the Magadan area based on correlation of terrestrial and submarine volcanic ash layers // *Materials of the XX International Scientific Conference (School) on Marine Geology (November 18–22, 2013, Moscow)* V. 1. Moscow. GEOS Publishers, 2013. P. 254–258.
4. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography.* 2004. V. 19. PA4011.
5. Holbourn A., Kiefer T., Pflaumann U., Rothe S. WEPAMA Cruise MD 122/ IMAGES VII, Rapp. Campagnes Mer OCE /2002/01, Inst. Polaire Fr. Paule Emile Victor (IPEV), Plouzane, France.
6. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundschau).* 2015. V. 104. P. 1459–1482.
7. Lisiecki L.E., Raymo M.A. Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
8. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. The 7600 (14C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2004. V. 136. P. 199–222.
9. Kyle Ph.R., Ponomareva V.V., Rourke Schlupe R. Geochemical characterization of marker tephra layers from major Holocene eruptions in Kamchatka, Russia // *International Geology Review.* 2011. V. 53/9. P. 1059–1097.

В данной работе мы представляем первые результаты высокоразрешающего исследования тephры и криптотephры в осадках Охотского моря (колонка MD01-2415) в течение последних 300 лет. Слои тephры и криптотephры в осадках были выделены по максимумам абсолютной численности вулканического стекла, рассчитанных по данным подсчетов во фракции >125 и 125–63 μm . Состав вулканических стекол был проанализирован при помощи электронного микросонда в ГЕОМАРе, г. Киль, Германия. Для идентификации стекол была использована база данных для Курило-Камчатского региона, разрабатываемая в ГЕОМАРе.

**Gaedicke C.¹, Sobolev P.², Franke D.¹, Piepjohn P.¹,
Brandes C.³, Kus J.¹, Scheeder G.¹**

(¹Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hanover, Germany, e-mail: christoph.gaedicke@bgr.de; ²VSEGEI, Saint Petersburg, Russia;

³Leibniz-University Hanover, Hanover, Germany)

**Hydrocarbon potential of source rocks and correlation
of multi-channel seismic data from the Laptev
and East Siberian Seas to onshore geology
of the New Siberian Islands, Russian Arctic**

Key words: multi-channel seismic data, hydrocarbon source rocks, New Siberian Islands

The Laptev and East Siberian Seas cover large areas of the continental margin of North-Eastern Siberia and are separated by the New Siberian Islands. The East Siberian Shelf covering an area of 935.000 km² is still virtually unexplored and most of the geological models for this shelf are extrapolations of the geology of the New Siberian Islands, the Wrangel Island and the northeast Siberia landmass. Apart from few seismic reflection lines, airborne magnetic data were the primary means of deciphering the structural pattern of the East Siberian Shelf. The Laptev Shelf covers an area of about 66.000 km² and occupies a shelf region, where the active mid-oceanic spreading ridge hits the slope of the continental margin.

Since no deep wells have been drilled so far on the shelves surrounding the New Siberian Islands, the precise age and nature of seismic horizons remain uncertain. All interpretations are based on different evolution scenarios for the shelf areas resulting in a wide variety of interpretations available for the age of sedimentary cover of the Laptev Shelf where the interpretations range from Proterozoic to Cenozoic.

During the joint VSEGEI/BGR field expedition CASE 13 (Circum Arctic Structural Events) in summer 2011 we sampled outcrops from the New Siberian Archipelago including the De Long Islands. Main purposes of the field work were: deciphering the structural evolution, paleo-stress analysis, stratigraphy and paleo-environmental studies, and collection of potential hydrocarbon source rocks and host rocks.

102 samples were collected from outcrops all across the New Siberian Archipelago. The Upper Palaeozoic to Lower Cenozoic units are found to be punctuated by several organic-rich intervals. Lithology varies from continental dominated sedimentary rocks with coal seams to shallow marine carbonates and deep marine black shales. Rock-Eval pyrolysis, gas chromatography/mass spectrometry and organic petrography studies were performed to estimate organic matter contents, composition, source, and thermal maturity. According to

the results of analyses, samples from several intervals may be regarded as potential petroleum source rocks. The Lower Devonian shales have the highest source rock potential of all Paleozoic units. Triassic samples have a good natural gas potential. Cretaceous and Cenozoic low-rank coals, lignites, and coal-bearing sandstones display some gas potential. The kerogen of type III (humic, gas-prone) dominates. Most of the samples (except some of Cretaceous and Paleogene age) reached the oil generation window.

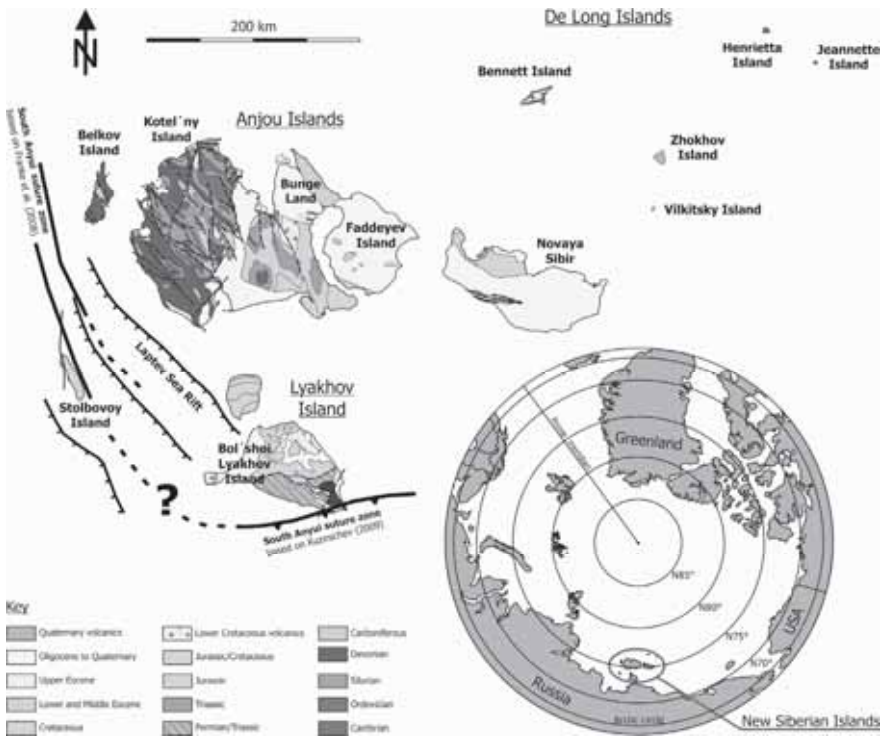


Figure 1. Geological map of the study area [1]. Map is based on VSEGEI, the position of the South Anyui suture zone [2 + 3]. Globe is redrawn and modified from Google-Earth.

We also present stratigraphic correlations from onshore to offshore based on multichannel reflection seismic data acquired by BGR in the 1990th and the field campaign CASE 13. Key marker horizons in the offshore data will be linked to major hiatuses in the onshore region. Well information is available close to the

Lena delta in the form of sketched stratigraphy ranging from Proterozoic to Cretaceous. Both information can be reconciled on a cross-section despite a gap of approximately 25 km, providing a tentative age for a regional unconformity resting on top of an acoustic basement. On- to offshore correlations provide valuable information on the occurrence and distribution of petroleum source rocks around the New Siberian Islands, Laptev and East Siberian Seas.

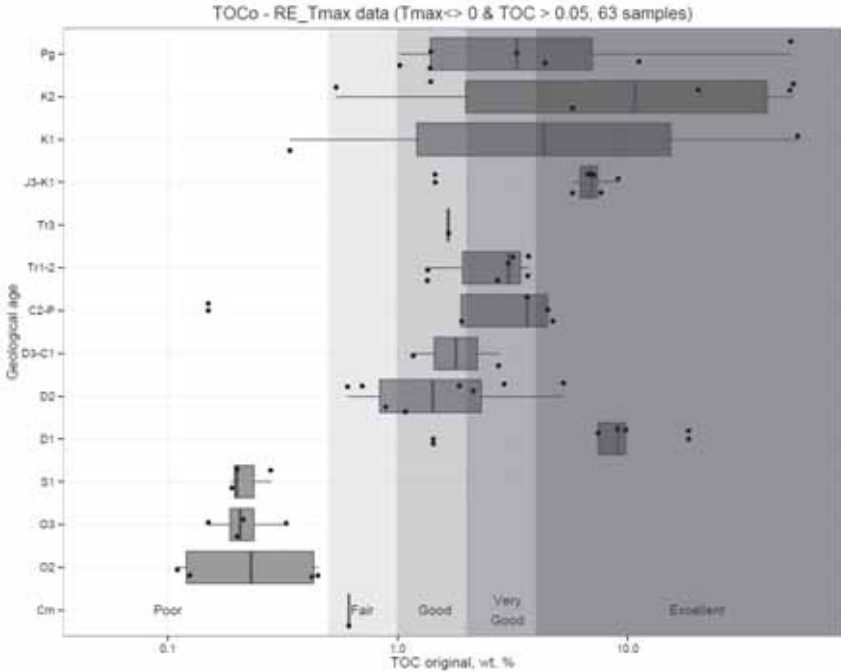


Figure 2. Total organic carbon (TOC) of the New Siberian Islands samples grouped by series [1]. The line within the box indicates the median, boundaries of the box indicate the 25th- and 75th -percentile, the whiskers indicate the highest and lowest values, and the dots indicate outliers. TOC classification is based on [4].

We used also few samples collected by other Russian participants of the CASE 13 expedition: Nikolay Sobolev, and Tatjana Tolmacheva (VSEGEI). Alexander Kuzmichev (Geological Institute of RAS, Moscow) and Viktoriya Ershova (Saint-Petersburg State University) also shared kindly their samples for these studies. Rock-Eval pyrolysis for VSEGEI's samples was performed with a help of Antonina Stupakova (Moscow State University). The organic petrography

studies for VSEGEI's samples were carried out by Galina Volkova (VSEGEI). All these contributions are gratefully acknowledged. The BMBF/German Federal Ministry of Education and Research (Internationales Büro des BMBF) is gratefully acknowledged for financial support of C. Brandes (RUS 11/A09).

REFERENCES

1. Sobolev P., Franke D., Gaedicke C. et al. Organic geochemistry of Palaeozoic-Mesozoic rocks from New Siberian Islands, Russia –implications on potential hydrocarbon source rocks // Marine and Petroleum Geology. 2015 (submitted).
2. Franke D., Reichert C., Damm V., Piepjohn K. The South Anyui suture, Northeast Arctic Russia, revealed by offshore seismic data // Norwegian Journal of Geology. 2008. V. 88. P. 189–200.
3. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463 (1–4). P. 86–108.
4. Peters K.E., Cassa M.R. Applied source rock geochemistry // The petroleum system – From source to trap / Magoon L.B., Dow W.G. (Eds.). AAPG. 1994. Tulsa, Okla. P. 93–117.

Stein R.

(Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; Ruediger.Stein@awi.de)

Exploring the Arctic Ocean Climate History by Drilling on Lomonosov Ridge - A Challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP)

Keywords: International Ocean Discovery Program (IODP), Arctic Ocean, Lomonosov Ridge, Cenozoic climate history

Despite the importance of the Arctic Ocean in the global climate/earth system, this region is one of the last major physiographic provinces on Earth where the short- and long-term geological history is still poorly known. This lack in knowledge is mainly due to the major technological/logistical problems in operating within the permanently ice-covered Arctic region which makes it difficult to retrieve long and undisturbed sediment cores. Prior to 2004, in the central Arctic Ocean piston and gravity coring was mainly restricted to obtaining near-surface sediments, i.e., only the upper 15 m could be sampled. Thus, most studies were restricted to the late Pliocene/Quaternary time interval, with only a very few exceptions (see [1] for review and references). Continuous central Arctic Ocean sedimentary records, allowing a development of chronologic sequences of climate and environmental change through Cenozoic times and a comparison with global climate records, were missing prior to the IODP Expedition 302 (Arctic Ocean Coring Expedition – ACEX), the first scientific drilling in the central Arctic Ocean on Lomonosov Ridge (Fig. 1; [2]). By studying the unique ACEX sequence, a large number of scientific discoveries that describe previously unknown Arctic paleoenvironments, were obtained during the last decade (for most recent review and references see [1]). While these results from ACEX were unprecedented, key questions related to the climate history of the Arctic Ocean remain unanswered, in part because of poor core recovery, and in part because of the possible presence of a major mid-Cenozoic hiatus or interval of starved sedimentation within the ACEX record. In order to fill this gap in knowledge, international, multidisciplinary expeditions and projects for scientific drilling/coring in the Arctic Ocean are needed. Key areas and approaches for drilling and recovering undisturbed and complete sedimentary sequences are depth transects across the major ocean ridge systems, such as the Lomonosov Ridge. These new detailed climate records spanning time intervals from the (late Cretaceous)/Paleogene Greenhouse world to the Neogene-Quaternary Icehouse world will give new insights into our understanding of the Arctic Ocean within the global climate system and provide an opportunity to test the performance of climate models used to predict future climate change.

During the Polarstern Expedition PS87 in August-September 2014, new site survey data including detailed multibeam bathymetry, multi-channel seismic and Parasound profiling as well as geological coring, were obtained on Lomonosov Ridge (Fig. 2; [3]). These data were the basis for a more precise planning of future Arctic Ocean drilling and update of an IODP proposal (IODP Proposal 708; <http://www.iodp.org/expeditions>). Main target of this new drilling campaign (“ACEX2”) is to obtain a complete about 1000 m thick Cenozoic sedimentary section on southern Lomonosov Ridge. Most recently (April 2015), this proposal has been accepted by the IODP review panels and scheduled for drilling in 2018.

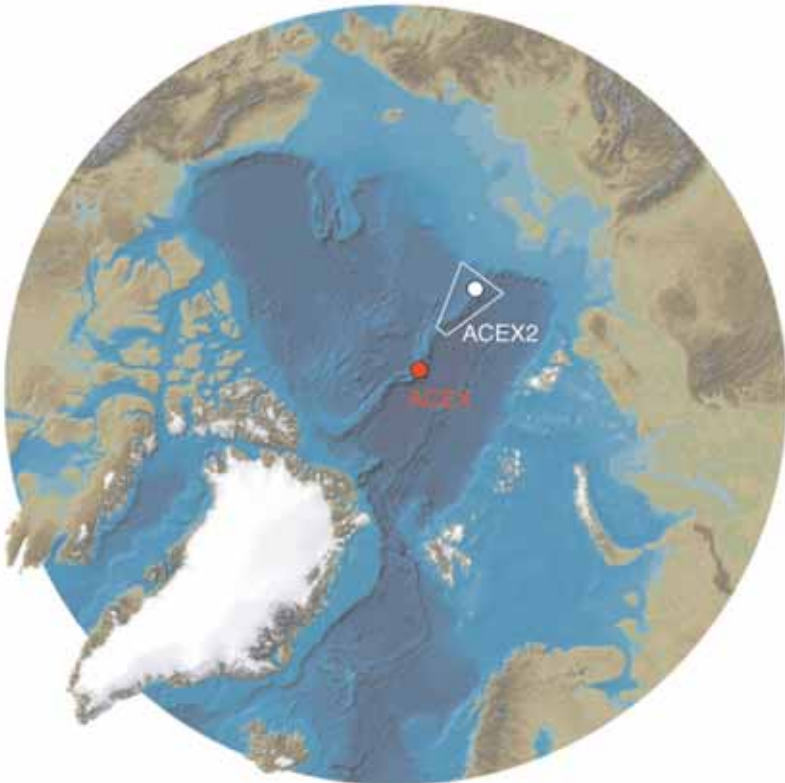


Figure 1. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) with locations of ACEX and ACEX2 sites/area (cf., Fig. 2).

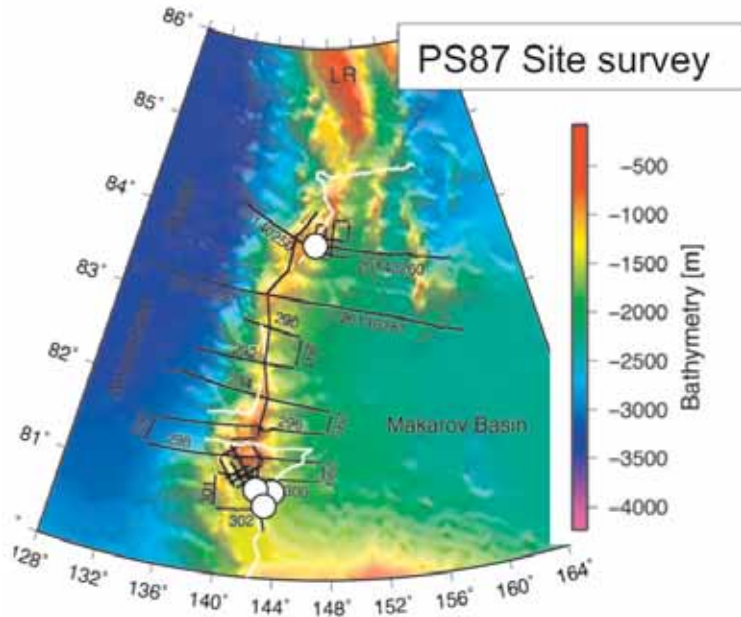


Figure 2. Location map of seismic profiling carried out during Polarstern Expedition PS87 in 2014 [3]. Potential ACEX2 drill sites are marked as white circles.

REFERENCE

1. Stein R. (Ed.) The Expedition PS87 of the Research Vessel *Polarstern* to the Arctic Ocean in 2014 // Reports on Polar and Marine Research. Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2015. V. 688. 273 p.; download from <http://epic.awi.de/37728/>
2. Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings IODP 302 (Integrated Ocean Drilling Program). Management International, College Station, Texas, USA. 2006.
3. Stein R., Weller P., Backman J. et al. Cenozoic Arctic Ocean Climate History: Some highlights from the IODP Arctic Ocean Expedition (ACEX) // Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environment – A Decade of Science Achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP), Series Developments in Marine Geology / Stein R., Blackman D. Inagaki F., Larsen H.-C. (Eds.). Elsevier Amsterdam/New York, 2014. V. 7. P. 259–293.

Thiede J.

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

Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch, Early Pioneers and Partners in Paleoclimate Research

Key words: paleoclimate, paleo reconstructions

Alfred Wegener is famous because of his hypothesis on the origin of continents and oceans [1] since 1912. It is less well known that Wegener published, together with his father-in-law and at the same time very close scientific collaborator Wladimir Köppen, an important monographic interpretation on the causal relationships of climate change in the geological past [2]. Before his death in 1940 at the age of 93, Köppen made additions to their work under the title “Supplements and Corrections” [3], notifying the printing office that he “urgently needed the proofs because he was dying” [4]. Only one edition of Köppen and Wegener’s book was printed. Because of its importance in the light of modern climate and paleoclimate research, the Alfred-Wegener-Institute (AWI), Helmholtz Center for Polar and Marine Sciences in Bremerhaven/ Germany together with the original publisher (Gebr. Borntraeger in Berlin) and with the support of a number of learned societies and research institutions in Germany decided to reprint this book (in its original form), and to furnish it with an English translation, in order to make it available to the wide modern international community of climate researchers.

Köppen & Wegener’s book is of principal scientific interest for several reasons:

1. It contains a systematic inventory and description of the sedimentological and paleontological arguments which Wegener used to establish his historic (in a geological sense) climate zones for most of his Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic paleogeographic reconstructions. During the first two decades of the last century Köppen had developed important concepts of the modern global distributions of climate zones. The close cooperation between Wegener and Köppen led to their mutual conviction that these zones could in principle also be deduced from the stratigraphic records of fossil climate indicators.

2. The book critically describes and discusses paleogeographic reconstructions for most of the Phanerozoic periods. Because Köppen was fluent in Russian he was able to draw on information from many less known regions, for example, northern Eurasia.

3. The book then ventures into hypothesizing about climate changes in Earth history. The most important element of this discussion stems from a close collaboration they had established with Milankovitch. He claimed and precisely calculated that the Late Cenozoic climate changes were controlled by systematic

variations of some of the parameters controlling the geometry of the earth's orbit around the sun (eccentricity obliquity, precession) generating differences in the insolation. Milankovitch actually allowed them to use his text, calculations and figures.

4. Acceptance of the principles of the Milankovitch frequencies made it possible for the first time early in the last century to establish a precisely defined time scale of Late Cenozoic glacial-interglacial history.

The latter aspect is probably the most important scientific contribution of this book. André Berger [5, 6] has revisited this entire complex in modern times. The Milankovitch frequencies of the orbital parameters control insolation; they can be calculated precisely for the past and for the future.

Köppen and Wegener encouraged Milankovitch, a Serbian engineer, to pursue this idea – which he did as prisoner of war during World War I. He had studied in Vienna, had won many good friends in Austria who finally succeeded to get him out of the POW camp. He was then confined to the building of the Hungarian Academy of Sciences in Budapest, where he could work scientifically. He published his calculations extensively many years later [7].

Nowadays the orbital parameters originally calculated by Milankovitch can be substantiated by means of time series obtained from deep-sea sediments [8] and ice cores [9] for the past. Milankovitch's frequencies can also be quantitatively predicted for the future and are hence a powerful argument when debating future climatic scenarios [10]. Consequently, this reflects an important piece of tradition in the development of our understanding of how climate evolved in the course of time, reaching from Köppen, Wegener and Milankovitch to modern days.

REFERENCES

1. Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Nachdruck der ersten (1915) und vierten Auflage (1929) mit handschriftlichen Anmerkungen von Alfred Wegener (Gebr. Borntraeger) /Krause R., G. Schönharting, J. Thiede (eds.). Stuttgart, 2005. 481 p.
2. Köppen W., Wegener A. The Climates of the Geological Past // Berlin: Publ. Gebr. Borntraeger, 1924. 255 p.
3. Köppen W., Wegener A. The Climates of the Geological Past – Supplements and Corrections by W. Köppen. Berlin: Publ. Gebr. Borntraeger, 1940. 38 p., 6 figs.
4. Wegener-Köppen E. Wladimir Köppen – ein Gelehrtenleben. Publ. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft m. b. H. Stuttgart, 1955. 195 p. (which is based on Wladimir Köppens personal notes and contains a complete listing of Köppen's publications 1868–1940).
5. Berger A. Milankovitch Theory and Climate // Rev. Geophys. 1988. V. 26(4). P. 624–657.
6. Berger A. A Brief History of the Astronomical Theories of Paleoclimates // Climate Change / Berger et al. (eds.) Wien: Springer-Verlag, 2012. P. 107–129.

7. Milankovitch M. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem // Belgrade, Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132, Sect. Math. Nat. Sci. 1941. V. 33. 633 p.
8. Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages // Science. 1976. V. 194 (4270). P. 1121–1132.
9. Agustin L.; Barbante C.; Barnes P.R. et al. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
10. Thiede J., Tiedemann R. Die Alternative: Natürliche Klimaveränderungen – Umkippen zu einer neuen Kaltzeit // Warnsignal Klima – Das Klima des 21. Jahrhunderts / Lozán J.L., H. Graßl, P. Hupfer (eds.). Hamburg Wissenschaftliche Auswertungen: GEO, 1998. P. 190–196.

Алфавитный указатель

Абботт П.М.	300	Доманова Е.Г.	27
Александров С.В.	43	Доморацкая Л.Г.	263
Алексеева Т.Н.	8	Дроздова А.Н.	119
Анохин В.М.	216	Дружинин С.В.	168
Анохина Л.Л.	82	Друщиц В.А.	234, 268
Антонова Т.А.	263, 268	Емельянов Е.М.	146
Афанасьева В.К.	226	Емельянова Т.А.	239
Бадюков Д.Д.	128	Ермаков А.В.	244
Бадюков И.Д.	128	Ермолов А.А.	150
Баженов А.В.	168	Ерошенко Д.В.	211, 324
Батова Г.И.	295	Жаворонков А.В.	32
Батурин Г.Н.	4	Жамойда В.А.	64, 204
Баух Х.А.	291	Жилкина А.В.	305
Белов Н.С.	143	Засько Д.Н.	82
Беспалова Л.А.	133	Захарова Е.Е.	82
Бобров В.А.	47	Здобин Д.Ю.	36
Богуш А.А.	47	Зимовец А.А.	186
Босин А.А.	249	Иванов М.В.	82, 155
Будько Д.Ф.	8, 23	Ивлиева О.В.	133
Валлиус Г.	204	Калинчук В.В.	160
Ванштейн Б.Г.	99	Канапацкий Т.А.	43
Васильев А.А.	99	Кизяков А.И.	273
Васильева Ю.В.	57	Киселев Г.П.	168
Вахрамеева П.С.	300	Киселева И.М.	168
Вельямидова А.В.	109	Козина Н.В.	181
Верещагина Е.А.	64	Кокрятская Н.М.	77
Вяххи И.Э.	64	Колесник А.Н.	249
Галкин С.В.	23	Колесник О.Н.	249
Гарькуша Д.Н.	13	Колпакова Е.С.	109
Глазырин Е.А.	138	Кольцова А.В.	263
Гордеев В.В.	4	Комогоров А.Ю.	133
Григорьев А.Г.	64, 204	Коновалов С.К.	68
Гурский Ю.Н.	18, 77	Константинова Г.В.	231
Гусев Е.А.	231, 314	Константинова Н.П.	41
Данченков А.Р.	143	Корнеев О.Ю.	253
Демина Л.Л.	8, 23	Кособокова К.Н.	259
Денисов В.И.	207	Котилайнен А.	204
Дерюгина Н.В.	204	Коченкова А.И.	8
Доманов М.М.	27	Кравцов В.А.	146

Кравчишина М.Д.	287	Пахомова С.В.	73
Крайнюкова И.А.	64	Пересыпкин В.И.	119
Кржижановская М.Г.	41	Перцова Н.М.	259
Кривоногов С.К.	47	Петрова В.И.	172, 295
Крылов А.А.	41, 333	Пименов Н.В.	82
Кудрявцева Е.А.	43	Пирумян Г.П.	200
Кузнецов А.Б.	231	Пирумян Э.Г.	196
Кузнецов А.Н.	163	Поляк Л.В.	300
Кузьмина Т.Г.	305	Пономарева В.В.	300, 346
Куршева А.В.	172	Портнягин М.В.	300, 346
Левитан М.А.	263, 268, 300	Проценко Е.В.	123
Лейбман М.О.	273	Пяткова М.Н.	314
Леин А.Ю.	82	Реджелова З.Ю.	191, 280
Леонова Г.А.	47	Рекант П.В.	295, 314
Либина Н.В.	329	Розанов А.Г.	77
Литвиненко И.В.	52, 172, 295	Русаков В.Ю.	305
Логвина Е.А.	96	Русанов И.И.	82
Мазухина С.И.	176	Рыбалко А.Е.	310
Македонская И.Ю.	114	Рябчук Д.В.	204
Максимова В.В.	176	Саввичев А.С.	82, 91, 96
Мальшев С.А.	41	Савенко В.С.	87
Мальцев А.Е.	47	Савицкий В.А.	186
Марьясова Е.С.	221	Садчикова Т.А.	234
Маслобоев В.А.	176	Саттарова В.В.	249
Маслов А.В.	337	Семенов П.Б.	41
Матвеева Т.В.	96	Семёнова А.А.	96
Маттиессен Дж.	287	Сиккиля Н.С.	168
Мещеряков Н.И.	319	Симонян А.Г.	200
Моргунова И.П.	52, 172, 295	Симонян Г.С.	196
Мошаров С.А.	57	Степанова А.Ю.	314
Мошарова И.В.	57, 60	Стрелецкая И.Д.	99, 273
Музафарова Л.Э.	41	Стунжас П.А.	104
Найдина О.Д.	278	Субетто Д.А.	310
Неевин И.А.	64	Сушко К.С.	133
Немировская И.А.	181, 191, 280, 287	Талденкова Е.Е.	231, 291, 314
Никитин Д.С.	285	Тарасов Г.А.	319
Николаев С.Д.	314	Тищенко П.Я.	104
Новигатский А.Н.	8	Ткаченко Ю.Ю.	207
Новихина Е.С.	231, 314	Токарев И.В.	64
Новичкова Е.А.	287	Токарев М.Ю.	310
Облогов Г.Е.	99	Торопченова Е.С.	305
Овсепян А.Э.	186	Троянская А.Ф.	109
Овсепян Я.С.	291	Ульянцев А.С.	32
Орехова Н.А.	68	Федоров Ю.А.	13, 163, 186
Очередник О.А.	221	Филиппов А.С.	8
Парфенова Л.М.	27	Харин Г.С.	211, 324
		Хирхе Х.-Ю.	259

Холмянский М.А.	216	Элькина Д.В.	342
Хютинен О.	204	Юсупов С.К.	82
Цыганкова А.Е.	133	Юхимук В.Д.	181
Часовников В.К.	221	Якубов Ш.Х.	123
Черкашев Г.А.	52	Якушев Е.В.	73, 123
Черников А.Г.	329	Brandes С.	350
Черных А.А.	333	Bubenshchikova N.V.	346
Чжу В.П.	221	Franke D.	350
Чистякова Н.О.	291, 314	Gaedicke С.	350
Чугайнова В.А.	114	Kus J.	350
Чудненко К.В.	176	Nürnberg D.	346
Шевердяев И.В.	133	Pierjohn P.	350
Шевченко В.П.	337	Scheeder G.	350
Шержуков Е.Л.	207	Sobolev P.	350
Шокальский С.П.	253	Stein R.	337, 354
Шпильхаген Р.Ф.	291	Thiede J.	357
Шульга Н.А.	119	Tiedemann R.	346

ОГЛАВЛЕНИЕ

Биохимические процессы в морях и океане	
<i>Батурин Г.Н., Гордеев В.В.</i> Геохимия взвеси реки Амазонки	4
<i>Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Алексеева Т.Н., Навигатский А.Н., Филиппов А.С., Коченкова А.И.</i> Геохимические преобразования микроэлементного состава приповерхностной колонки донных отложений Белого моря	8
<i>Гарькуша Д.Н., Фёдоров Ю.А.</i> Роль водной эрозии почв и абразии берегов в формировании концентраций метана в водных экосистемах	13
<i>Гурский Ю.Н.</i> Проблемы и итоги изучения геохимии морской литогидросферы	18
<i>Демина Л.Л., Галкин С.В., Будько Д.Ф.</i> Особенности биосорбции тяжелых металлов донной фауной Карского моря	23
<i>Доманов М.М., Доманова Е.Г., Парфенова Л.М.</i> Оценка зависимости характера распределения естественных радионуклидов и органического вещества в донных осадках от генетического типа исходного органического вещества	27
<i>Жаворонков А.В., Ульянов А.С.</i> Системное изучение морского льда: современное состояние проблемы	32
<i>Здобин Д.Ю.</i> О возможном универсальном показателе трансформации осадка	36
<i>Крылов А.А., Семенов П.Б., Музафарова Л.Э., Кржижановская М.Г., Константинова Н.П., Мальшев С.А.</i> Икаит как маркер разгрузки углеводородов в Чукотском море	41
<i>Кудрявцева Е.А., Александров С.В., Канацацкий Т.А.</i> Сезонная динамика первичной продукции, некоторых показателей биологической продуктивности и условий среды в Гданьском бассейне Балтийского моря	43
<i>Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А., Богуш А.А., Кривоногов С.К.</i> Биогеохимические особенности формирования планктоногенного сапропеля озера Котокель (Прибайкалье)	47
<i>Моргунова И.П., Черкашев Г.А., Литвиненко И.В.</i> Специфика органо-геохимических показателей в донных осадках вблизи газовой аномалии Залива Камберленд (Южная Джорджия, Великобритания)	52

<i>Мошаров С.А., Васильева Ю.В., Мошарова И.В.</i> О влиянии речного стока на первичную продуктивность в прибрежной зоне Черного моря (Голубая бухта)	57
<i>Мошарова И.В.</i> Особенности распределения активно функционирующего бактериопланктона в водной толще желоба Святой Анны в Карском море	60
<i>Неевин И.А., Верещагина Е.А., Вяххи И.Э., Жамойда В.А., Григорьев А.Г., Крайнюкова И.А., Токарев И.В.</i> Исследование формирования флюидной разгрузки покмарков в Копорской губе Финского залива по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$)	64
<i>Орехова Н.А., Коновалов С.К.</i> Распределение и потоки кислорода и сероводорода на границе с донными отложениями Черного моря	68
<i>Пахомова С.В., Якушев Е.В.</i> Моделирование трансформации бария поступающего со сточными буровыми водами в морскую воду.	73
<i>Розанов А.Г., Кокрятская Н.М., Гурский Ю.Н.</i> Редокс-процессы в донных осадках и иловых водах северо-восточной части Черного моря	77
<i>Русанов И.И., Засько Д.Н., Захарова Е.Е., Анохина Л.Л., Юсупов С.К., Саввичев А.С., Леин А.Ю., Иванов М.В., Пименов Н.В.</i> Особенности распределения и генезиса метана в аэробной водной толще Черного и Восточно-Арктических морей	82
<i>Савенко В.С.</i> Геологические факторы формирования и эволюции термодинамической неравновесности биосферы	87
<i>Саввичев А.С.</i> Численность и продукция гетеротрофного бактериопланктона в Чукотском и Восточно Сибирском морях	91
<i>Семёнова А.А., Матвеева Т.В., Саввичев А.С., Логвина Е.А.</i> Метан в поверхностных осадках и водной толще Чукотского моря	96
<i>Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Ванштейн Б.Г.</i> Изотопный состав метана в подземных пластовых льдах на Западном Ямале	99
<i>Стунжас П.А., Тищенко П.Я.</i> Аноксия в Дальневосточном биосферном морском заповеднике в 2013 г.	104

<i>Троянская А.Ф., Вельямидова А.В., Колтакова Е.С.</i> Особенности формирования загрязнения донных осадков реки Онега устойчивыми хлорорганическими соединениями	109
<i>Чугайнова В.А., Македонская И.Ю.</i> Первичная продукция и пигментный состав фитопланктона в Чешской и Печорской губах Баренцева моря	114
<i>Шульга Н.А., Дроздова А.Н., Пересыпкин В.И.</i> Железо-марганцевые конкреции Карского моря: органическое вещество и рудные элементы	119
<i>Yakushev E.V., Yakubov Sh.Kh., Protsenko E.V.</i> Modeling influence of seasonal anoxia on the sediment/water interface biogeochemistry and transformation of radionuclides	123

Симпозиум им. Н.А. Айбулатова «Геоэкология, загрязнение Мирового океана, новые методы четырехмерного мониторинга»

<i>Бадюков Д.Д., Бадюков И.Д.</i> Комплекс природоохранных мер при морских инженерных изысканиях	128
<i>Беспалова Л.А., Цыганкова А.Е., Ивлиева О.В., Сушко К.С., Швердяев И.В., Комогоров А.Ю.</i> Современное состояние азовских берегов Дона, Кубани, Крыма	133
<i>Глазырин Е.А.</i> Опасные вещественно-энергетические воздействия подводного грязевого вулканизма	138
<i>Данченков А.Р., Белов Н.С.</i> Волнометрическая оценка штормового воздействия на дюнно-грядовые комплексы Куршской косы Балтийского моря	143
<i>Емельянов Е.М., Кравцов В.А.</i> Содержание основных химических и токсичных элементов в голоценовых илах Балтийского моря	146
<i>Ермолов А.А.</i> Международная система индексов экологической чувствительности побережий к разливам нефти и ее адаптация к берегам арктических морей	150
<i>Иванов М.В.</i> Факторы и причины формирования повышенных концентраций ртути в донных осадках арктических и дальневосточных морей	155
<i>Калинчук В.В.</i> Пространственно-временная изменчивость концентрации атомарной ртути (Hg^0) в приводном слое атмосферы в Беринговом море летом 2013 г.	160

<i>Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А.</i> Многолетняя динамика естественной трансформации мазута на побережье Керченского пролива в районе крушения танкера	163
<i>Киселев Г.П., Баженов А.В., Дружинин С.В., Киселева И.М., Сиккиля Н.С.</i> Естественные и искусственные радиоактивные изотопы донных отложений озера Каменного (Республика Карелия)	168
<i>Куршева А.В., Литвиненко И.В., Моргунова И.П., Петрова В.И.</i> Содержание и состав полициклических ароматических углеводов в донных осадках Штокмановской площади	172
<i>Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В., Максимова В.В.</i> Моделирование в изучении Арктических и Дальневосточных морей России	176
<i>Немировская И.А., Козина Н.В., Юхимук В.Д.</i> Загрязненность прибрежных районов Российского сектора Черного моря нефтью	181
<i>Овсепян А.Э., Федоров Ю.А., Зимовец А.А., Савицкий В.А.</i> Накопление ртути в объектах живой и неживой природы устьевой области реки Северная Двина	186
<i>Реджепова З.Ю., Немировская И.А.</i> Углеводороды во взвеси и донных осадках Балтийского моря	191
<i>Симонян Г.С., Пирумян Э.Г.</i> Окислительные процессы при деградации нефти в гидросфере	196
<i>Симонян А.Г., Пирумян Г.П.</i> Энтропийный подход к оценке экологического состояния реки	200
<i>Рябчук Д.В., Котилайнен А., Григорьев А.Г., Хютинен О., Валлиус Г., Жамойда В.А., Дерюгина Н.В.</i> Оценка изменения поступления загрязняющих веществ в седиментационные бассейны Финского залива на протяжении последних 6000 лет	204
<i>Ткаченко Ю.Ю., Денисов В.И., Шержуков Е.Л.</i> Развитие системы мониторинга сгонно-нагонных явлений на восточном побережье Азовского моря	207
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Проблемы сохранения берегов и восстановления пляжей Калининградского морского побережья (Балтийское море)	211
<i>Холмянский М.А., Анохин В.М.</i> Эколого-геологическое районирование Баренцева и Карского морей и его эндогенная обусловленность	216

Часовников В.К., Чжу В.П., Очередник О.А., Марьясова Е.С. Загрязнение донных осадков в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря 221

Морская геология Арктики и Антарктики, результаты российско-германских исследований

Афанасьева В.К. Экспедиция MSM44 в залив Баффина, предварительные результаты и перспективы исследований 226

Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Талденкова Е.Е., Новихина Е.С. Обоснование позднекайнозойского возраста донных осадков поднятия Менделеева на основе Sr-изотопной хемотратиграфии 231

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Особенности палеогеографии позднего кайнозоя морей российской Арктики 234

Емельянова Т.А. Геохимические критерии генезиса позднекайнозойско-кайнозойских вулканитов и геодинамика Японского и Охотского морей 239

Ермаков А.В. Теплопроводность донных осадков северной части Баренцева моря и прилегающих акваторий 244

Колесник А.Н., Колесник О.Н., Босин А.А., Саттарова В.В. Химический состав донных отложений в районе поймаков на Чукотском поднятии, Северный Ледовитый океан 249

Корнеев О.Ю., Шокальский С.П. Первый мировой опыт бурения палеозойских пород в Северном Ледовитом океане в ходе комплексной геолого-геофизической экспедиции "Арктика-2012" 253

Кособокова К.Н., Перцова Н.М., Хирхе Х.-Ю. Зимняя экология арктического зоопланктона – а Big Black Box 259

Левитан М.А., Антонова Т.А., Доморацкая Л.Г., Кольцова А.В. Сравнительный анализ Восточно-Баренцевского и Свердрупского осадочных бассейнов 263

Левитан М.А., Антонова Т.А., Друщиц В.А. Литофациальная структура неоплейстоцена морей Баренцева и Лаптевых 268

Лейбман М.О., Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д. Ямальская воронка – новый природно-мерзлотный феномен 273

<i>Найдина О.Д.</i> Палеорекострукции изменений природной среды Арктики на основе сопоставления результатов спорово-пыльцевого, микропалеонтологического и радиоуглеродного (AMS ¹⁴ C) анализов позднеголоценовых осадков восточной части континентальной окраины моря Лаптевых	278
<i>Немировская И.А., Реджепова З.Ю.</i> Углеводороды в воде и осадках арктических морей	280
<i>Никитин Д.С.</i> Эволюционная геолого-геофизическая модель северо-восточной части Баренцевоморского шельфа	285
<i>Новичкова Е.А., Маттиесен Дж., Кравчишина М.Д., Немировская И.А.</i> Водные палиноморфы в поверхностных осадках Карского моря как индикаторы современных процессов осадконакопления	287
<i>Овсепян Я.С., Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Шпильхаген Р.Ф.</i> Палеорекострукции по новым колонкам из восточной части моря Лаптевых в контексте событий позднплейстоцен- голоценовой истории региона	291
<i>Петрова В.И., Батова Г.И., Литвиненко И.В., Моргунова И.П., Рекант П.В.</i> Органическое вещество позднекайнозойских осадочных отложений поднятия Менделеева (Амеразийский сектор СЛО)	295
<i>Пономарева В.В., Поляк Л.В., Портнягин М.В., Абботт П.М., Вахрамеева П.С.</i> Первые морские тефрохронологические исследования в Тихоокеанском секторе Арктики	300
<i>Русаков В.Ю., Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Торопченова Е.С., Жилкина А.В.</i> Типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря на основе кластерного анализа	305
<i>Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю.</i> Морской и озерный этапы развития Великих озер Европы (по данным сейсмоакустических исследований)	310
<i>Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Гусев Е.А., Рекант П.В., Степанова А.Ю., Чистякова Н.О., Новихина Е.С., Пяткова М.Н.</i> История осадконакопления в восточной части хребта Менделеева в плейстоцене: первые данные комплексного изучения колонки КД12-03-10С	314
<i>Тарасов Г.А., Мещеряков Н.И.</i> Ледовый режим и процессы осадкообразования в заливах Шпицбергена	319

<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Эксплозивный вулканизм и геодинамика литосферных плит Приантарктической Атлантики (Антарктика)	324
<i>Черников А.Г., Либина Н.В.</i> Скоростная 3D модель части Кольского полуострова и прилегающей акватории Баренцева моря	329
<i>Черных А.А., Крылов А.А.</i> Характеристика среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-АСЕХ)	333
<i>Шевченко В.П., Маслов А.В., Штайн Р.</i> Распределение редких и рассеянных элементов в осадочном материале, переносимом дрейфующими льдами над плато Ермак, Арктика	337
<i>Элькина Д.В.</i> Палеомагнитное изучение скорости плиоцен-четвертичного осадконакопления в районе поднятия Менделеева, Северный Ледовитый океан	342
<i>Bubenshchikova N.V., Ponomareva V.V., Portnyagin M., Nürnberg D., Tiedemann R.</i> Composition and origin of tephra and cryptotephra layers in the Okhotsk Sea sediments (core MD01-2415) over the last 300 kyr: primary fallout vs redeposition	346
<i>Gaedicke C., Sobolev P., Franke D., Piepjohn P., Brandes C., Kus J., Scheeder G.</i> Hydrocarbon potential of source rocks and correlation of multi-channel seismic data from the Laptev and East Siberian Seas to onshore geology of the New Siberian Islands, Russian Arctic	350
<i>Stein R.</i> Exploring the Arctic Ocean Climate History by Drilling on Lomonosov Ridge - A Challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP)	354
<i>Thiede J.</i> Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch, Early Pioneers and Partners in Paleoclimate Research	357
Алфавитный указатель	360

CONTENTS

Biogeochemical processes in the seas and oceans

<i>Baturin G.N., Gordeev V.V.</i> Geochemistry of suspended matter from Amazon River	4
<i>Budko D.F., Demina L.L., Alekseeva T.N., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Kochenkova A.I.</i> Trace elements geochemical changes of near-surface core of White Sea's bottom sediments	8
<i>Gar'kusha D.N., Fedorov Yu.A.</i> The role of water erosion and abrasion of the shores on the formation of methane concentrations in aquatic ecosystems	13
<i>Gursky Yu.N.</i> Problems and the sums of the study of geochemistry of sea lithohydrosphere	18
<i>Demina L.L., Galkin S.V., Budko D.F.</i> Features of the heavy metal bioaccumulation by the dominant bottom fauna of the Kara Sea	23
<i>Domanov M.M., Domanova E.G., Parfenova L.M.</i> Assessment of dependence of nature of distribution of natural radionuclides and organic matter in the bottom sediments from genetic type of initial organic matter	27
<i>Zhavoronkov A.V., Ulyantsev A.S.</i> Integrated study of sea ice: contemporary problematics	32
<i>Zdobin D.Yu.</i> About a possible universal index transformation of the bottom sediment	36
<i>Krylov A.A., Semenov P.B., Muzafarova L.E., Krzhizhanovskaya M.G., Konstantinova N.P., Malyshev S.A.</i> Ikaite as a marker of hydrocarbons fluids discharge in the Chukchi Sea	41
<i>Kudryavtzeva E.A., Aleksandrov S.V., Kanapatskiy T.A.</i> The seasonal dynamic of primary production, some biological and environmental parameters of the Gdansk Basin (the Baltic Sea)	43
<i>Leonova G.A., Maltsev A.E., Bobrov V.A., Bogush A.A., Krivonogov S.K.</i> Biogeochemical features of the formation planktonogenic sapropels of lake Kotokel (Baikal region)	47
<i>Morgunova I.P., Cherkashev G.A., Litvinenko I.V.</i> Organic-geochemical parameters specificity in bottom sediments near the Cumberland Bay gas anomaly (South Georgia Island, UK)	52

<i>Mosharov S.A., Vasilieva Yu.V., Mosharova I.V.</i> The impact of river runoff on primary productivity in the coastal zone of the Black Sea (the Golubaya bay)	57
<i>Mosharova I.V.</i> Distribution of active bacterioplankton in the water column in the St. Anna Trough (Kara Sea)	60
<i>Neevin I.A., Vereshyagina E.A., Vyahhi I.E., Zhamoida V.A., Grigoriev A.G., Kraynukova I.A., Tokarev I.V.</i> Determination of genesis of fluid loading of pockmarks in the Koporye Bay (Gulf of Finland) based on water isotopic composition	64
<i>Orekhova N.A., Kononov S.K.</i> Distribution and fluxes of oxygen and sulfide at the bottom of the Black Sea	68
<i>Pakhomova S.V., Yakushev E.V.</i> Modeling of barium transformation in the seawater originated from produced water	73
<i>Roazanov A.G., Kokryatskaya N.M., Gursky Y.N.</i> Redox processes in sediments and pore water of the north-east part of the Black Sea	77
<i>Rusanov I.I., Zasko D.N., Zakharova E.E., Anokhina L.L., Yusupov S.K., Savvichev A.S., Lein A.Yu., Ivanov M.V., Pimenov N.V.</i> Features of distribution and genesis of methane in the aerobic water column of the Black Sea and East-Arctic seas	82
<i>Savenko V.S.</i> <i>Geological factors of formation and evolution of biosphere thermodynamic nonequilibrium</i>	87
<i>Savvichev A.S.</i> Abundance and production rates of heterotrophic bacterioplankton in the Chukchi and East Siberian seas	91
<i>Semenova A.A., Matveeva T.V., Savvichev A.S., Logvina E.A.</i> Methane in the Chukchi Sea shallow sediments and the water column	96
<i>Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Vanshtein B.G.</i> The isotopic composition of methane in the tabular ground ice in the West Yamal	99
<i>Stunzhas P.A., Tishchenko P.Ya.</i> Anoxia in Far-Eastern Biospheric marine Reserves in 2013	104
<i>Troyanskaya A., Velyamidova A., Kolpakova E.</i> Specific features of formation of bottom sediments pollution of the Onega River by sustainable organochlorine compounds	109
<i>Chugaynova V.A., Makedonskaya I.Y.</i> Primary production and pigment composition of phytoplankton in the Czech and Pechora bays of the Barents Sea	114

- Shulga N., Drozdova N., Peresykin V.* Ferromanganese nodules of the Kara Sea (Arctic region): correlation between organic matter and Mn/Fe ratio 119
- Yakushev E.V., Yakubov Sh.Kh., Protsenko E.V.* Modeling influence of seasonal anoxia on the sediment/water interface biogeochemistry and transformation of radionuclides 123

N.A. Aibulatov Memorial Symposium “Geoecology, pollution of the World Ocean, new methods of four-dimensional monitoring”

- Badyukov D.D., Badyukov I.D.* The complex of environmental measures in the marine engineering surveys 128
- Bespalova L.A., Tsygankova A.E., Ivlieva O.V., Sushko K.S., Sheverdyayev I.V., Komogorov A.Yu.* The modern state of Azov shores of the Don, Kuban, Crimea 133
- Glazyrin E.A.* Hazardous substance and energy impacts of underwater mud volcanoes 138
- Danchenkov A.R., Belov N.S.* Volumetric estimation of the storm impact on dunes complexes of the Curonian Spit, Baltic Sea 143
- Emelyanov E.M., Kravtsov V.A.* The content of the main and toxic chemical elements in the Holocene mud of the Baltic Sea 146
- Ermolov A.A.* The international system of Environmental Sensitivity Index coasts to oil spills and its adaptation to the shores of the Arctic seas 150
- Ivanov M.V.* Factors and causes of the formation of high concentrations of mercury in the bottom sediments of the Arctic and Far Eastern seas 155
- Kalinchuk V.V.* Spatial and temporal variability of the atomic mercury concentration in the surface layer of the atmosphere in the Bering Sea in summer 2013 160
- Kuznetsov A.N., Fedorov Yu.A.* Long-Term Dynamics of the Fuel Oil Natural Transformation on the Strait of Kerch Coast in the Area of a Tanker Wreck 163
- Kiselev G.P., Bazhenov A.V., Druzhinin S.V., Kiseleva I.M., Sikkilja N.S.* Natural and artificial radioactive isotopes in sediments of Lake Kamennoe (Karelia) 168

<i>Kursheva A.V., Litvinenko I.V., Morgunova I.P., Petrova V.I.</i>	172
The content and composition of polycyclic aromatic hydrocarbons in bottom sediments of the Shtokman area	
<i>Mazukhina S.I., Masloboev V.A., Chudnenko K.V., Maksimova V.V.</i>	176
Modeling of the investigation of Arctic and Far Eastern seas of Russia	
<i>Nemirovskaya I.A., Kozina N.V., Yukhimuk V.D.</i>	181
Pollution of Coastal Areas of the Russian Sector of the Black Sea by Oil	
<i>Ovsepyan A.E., Fedorov Yu.A., Zimovec A.A., Savitsky V.A.</i>	186
Accumulation of mercury in the objects of animate and inanimate nature in the mouth area of the Northern Dvina River	
<i>Redzhepova Z.Yu., Nemirovskaya I.A.</i>	191
Hydrocarbons in suspended matter and bottom sediments of the Baltic Sea	
<i>Simonyan G.S., Pirumyan E.G.</i>	196
Oxidation processes at oil degradation in the hydrosphere	
<i>Simonyan A.G., Pirumyan G.P.</i>	200
Entropy approach to assessment of the environmental condition of the river	
<i>Ryabchuk D.V., Kotilainen A., Grigoriev A.G., Hyttinen O., Vallius H., Zhamoida V.A., Deryugina N.V.</i>	204
Assessment of harmful substances input into the sedimentation basins of the Gulf of Finland during last 6000 years	
<i>Tkachenko Yu.Yu., Denisov V.I., Shershgukov E.L.</i>	207
Development of the monitoring system for tracking surging on the eastern coast of the Azov Sea	
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i>	211
Problems of the conservation of the coast and beach recovers of Kaliningrad sea board (Baltic Sea)	
<i>Kholmyanskii M.A., Anokhin V.M.</i>	216
Ecological and geologic the zoning of the Barents and Kara Seas and its endogenous character	
<i>Chasovnikov V.K., Chjoo V.P., Ocherednik O.A., Mar`yasova E.S.</i>	221
Contamination of bottom sediments in the coastal area of the north-eastern part of the Black Sea	

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

<i>Afanasyeva V.</i>	226
M5M44 expedition to the Baffin Bay, preliminary results and prospective	

<i>Gusev E.A., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Taldenkova E.E., Novikhina E.S.</i> Rational for the Late Cenozoic age of bottom sediments from Mendeleev Rise by Sr-based isotope chemical stratigraphy	231
<i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> Palaeogeographic peculiarities of the Russian Arctic seas for the Late Cenozoic	234
<i>Emelyanova T.A.</i> Geochemical criterions of genesis of the Late Mesozoic-Cenozoic volcanics and geodynamic of the Japan and Okhotsk seas	239
<i>Ermakov A.V.</i> Thermal conductivities of bottom sediments in the northern part of the Barents Sea and adjacent areas	244
<i>Kolesnik A.N., Kolesnik O.N., Bosin A.A., Sattarova V.V.</i> Chemical composition of pockmark field sediments on the Chukchi Rise, Arctic Ocean	249
<i>Korneev O.Yu., Shokal'skii S.P.</i> First world experience in drilling of Paleozoic crust in the Arctic Ocean during multidisciplinary geologic-geophysical expedition "Arctic-2012"	253
<i>Kosobokova K.N., Pertzova N.M., Hirche H.-J.</i> Winter ecology of the arctic zooplankton – a Big Black Box	259
<i>Levitan M.A., Antonova T.A., Domoratskaya L.G., Koltsova A.V.</i> Comparative analysis of the East-Barents and Sverdrup sedimentary basins	263
<i>Levitan M.A., Antonova T.A., Drouchits V.A.</i> Neopleistocene lithological and facies structure for Barents and Laptev Seas	268
<i>Leibman M.O., Kizyakov A.I., Streletskaya I.D.</i> Yamal Crater – a new natural-permafrost phenomenon	273
<i>Naidina O.D.</i> Environmental changes in the Arctic on the basis of comparison of results of pollen, micropaleontological and radiocarbon (AMS ¹⁴ C) analyses of Late Holocene sediments from the eastern part of the continental margin of the Laptev Sea	278
<i>Nemirovskaya I.A., Redzhepova Z.U.</i> Hydrocarbons in water and sediments of the Arctic seas	280
<i>Nikitin D.S.</i> Evolutionary geological-geophysical model of the north-eastern part of the Barents Sea shelf	285
<i>Novichkova Ye.A., Matthiessen J., Kravchishina M.D., Nemirovskaya I.A.</i> Aquatic palynomorphs in the Kara Sea surface sediments as modern processes indicators	287

<i>Ovsepyan Ya.S., Chistyakova N.O., Taldenkova E.E., Bauch H.A., Spielhagen R.F.</i> Paleoenvironmental reconstructions based on the new records from the eastern Laptev Sea in the context of the late Pleistocene-Holocene history of this region	291
<i>Petrova V.I., Batova G.I., Litvinenko I.V., Morgunova I.P., Rekant P.V.</i> Organic matter of the Late Cenozoic sediments of the Mendeleev rise (Amerasian part of the Arctic Ocean)	295
<i>Ponomareva V.V., Polyak L.V., Portnyagin M.V., Abbott P.M., Vakhrameeva P.S.</i> First marine tephrochronological studies in the Pacific sector of the Arctic	300
<i>Rusakov V.Yu., Levitan M.A., Kuzhmina T.G., Toropchenova E.S., Zhilkina A.V.</i> Cluster-analysis typing of surface sea-floor sediments in the Kara Sea	305
<i>Rybalko A.E., Subetto Д.А., Tokarev M.Ju.</i> Marine and lake stages of development of the European Great Lakes (by data of seismicacoustic profiling)	310
<i>Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Gusev E.A., Rekant P.V., Stepanova A.Yu., Chistyakova N.O., Novikhina E.S., Pyatkova M.N.</i> Pleistocene sedimentation history of the eastern Mendeleev Ridge: first results of the multiproxy investigation of core KD12-03-10C	314
<i>Tarasov G.A., Mescheriakov N.I.</i> Ice conditions and sedimentation processes in Spitsbergen bays	319
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Explosive volcanism and geodynamic reconstruction problems of the Nearantarctic Atlantic (Antarctica)	324
<i>Chernikov A.G., Libina N.V.</i> High-speed 3D model of the Kola Peninsula's part and adjacent water area of the Barents Sea	329
<i>Chernykh A.A., Krylov A.A.</i> Characteristic of mid-Cenozoic hiatus in near-pole part of the Lomonosov Ridge (based on IODP-302-ACEX)	333
<i>Shevchenko V.P., Maslov A.V., Stein R.</i> Distribution of rare and trace elements in ice rafted sediments in the Yermak Plateau area, the Arctic	337
<i>Elkina D.V.</i> Paleomagnetic Study of Pliocene-Quaternary Sedimentation Rates on the Mendeleev Rise, Arctic Ocean	342
<i>Bubenshchikova N.V., Ponomareva V.V., Portnyagin M., Nürnberg D., Tiedemann R.</i> Composition and origin of tephra and cryptotephra layers in the Okhotsk Sea sediments (core	346

MD01-2415) over the last 300 kyr: primary fallout vs redeposition	
<i>Gaedicke C., Sobolev P., Franke D., Piepjohn P., Brandes C., Kus J., Scheeder G.</i> Hydrocarbon potential of source rocks and correlation of multi-channel seismic data from the Laptev and East Siberian Seas to onshore geology of the New Siberian Islands, Russian Arctic	350
<i>Stein R.</i> Exploring the Arctic Ocean Climate History by Drilling on Lomonosov Ridge - A Challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP)	354
<i>Thiede J.</i> Wladimir Köppen, Alfred Wegener and Milutin Milankovitch, Early Pioneers and Partners in Paleoclimate Research	357

Научное издание

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том IV

Подписано к печати 20.10.2015
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 24,0. Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, ком. 332.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru <http://www.geos-books.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото Володина В.Д., Панкратовой Н.В.